



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“DESARROLLO DE YACIMIENTOS PETROLEROS EN CUENCAS
SEDIMENTARIAS TIPO SIN-RIFT CON EJEMPLOS
DE MÉXICO Y DEL MUNDO”**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO PETROLERO**

**PRESENTA
HERNÁNDEZ MARTÍNEZ OSCAR**

**DIRECTOR DE TESIS
ING. JAVIER ARELLANO GIL**



MÉXICO, D.F.

2014

DEDICATORIA

Esta tesis se la dedico a Dios que supo guiarme en el camino, por darme fuerzas para seguir y no desfallecer por los problemas que se presentaban.

A mi familia quienes por ellos soy lo que soy. Para mis padres por su apoyo incondicional, consejos, comprensión, amor, por darme soporte en los momentos difíciles y por ayudarme con los recursos necesarios para estudiar.

A mi esposa Ruby por ser ejemplo de amor y dedicación.

A mi hija Valeria, que su nacimiento ha coincidido con el final de la Tesis, por ser el motor que me impulsa a dar lo mejor de mí día a día.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a Dios quien me ha permitido lograr las metas trazadas durante mi vida, por las grandes bendiciones que me ha dado, por su cuidado y por haberme permitido conocer todo lo bello de la vida.

Gracias a mis padres por apoyarme incondicionalmente durante toda mi vida, por ser un ejemplo de trabajo y amor. Agradezco a mi padre Ramón quien siempre ha estado presente en mi mente como un ejemplo de que todo es posible con esfuerzo. Doy las gracias a mi mamá quien ha sido el soporte de la familia y por siempre creer en mí.

Gracias a mis hermanos Alejandro y Anel, por haberme dado una infancia llena de felicidad y recuerdos.

Agradezco mis abuelitos por sus enseñanzas y a toda mi familia por su confianza.

Quiero agradecer de manera especial a mi esposa Ruby, quien me ha ayudado en la elaboración de este trabajo, por haberme dado una razón más para seguir adelante, por llenar mi vida de amor y por compartir su vida conmigo a lado de nuestra hija Valeria.

Doy las gracias al Ing. Javier Arellano Gil por haberme dado la oportunidad de realizar este trabajo, gracias por su confianza y dedicación durante todo el proceso

de elaboración de esta tesis. De igual forma agradezo a mis sinodales por sus comentarios y sugerencias.

Gracias a mis compañeros, con quienes he compartido momentos de tristezas y alegrías, porque con amigos se hace más ameno el camino.

Quiero agradecer a la UNAM y a su Facultad de Ingeniería, a todos los profesores que con sus clases y enseñanzas ayudan a formar mejores personas e ingenieros. Gracias UNAM por haberme dado el honor de ser parte de esta gran comunidad.

¡GRACIAS!

ÍNDICE

Resumen	1
Abstract	2
Capítulo 1. Introducción	4
1.1. Objetivos	4
1.2. Metas	4
1.3. Conceptos básicos	5
1.3.1. Estructura de la Tierra y ondas sísmicas	5
1.3.2. Zonación composicional de la Tierra	8
1.3.2.1. Corteza	8
1.3.2.2. Manto	11
1.3.2.3. Núcleo	13
1.3.3. Zonación reológica de la Tierra	14
1.3.3.1. Litósfera y Astenósfera	14
1.3.3.2. Mesosfera o manto inferior	16
1.3.3.3. Núcleo Externo	17
1.3.3.4. Núcleo Interno	17
1.4. Tectónica de placas	18
1.4.1. Límites de placas	20
1.4.2. Tipos de bordes de placas	21
1.4.2.1. Bordes de placa convergentes	22
1.4.2.2. Bordes de placa transformantes	23
1.4.2.3. Bordes de placa divergentes	23
1.5. Importancia de las cuencas sin-rift	26
1.5.1. Producción y reservas	27
1.5.2. Características generales	28

1.6. Ubicación de las cuencas sin-rift	29
Capítulo 2. Cuencas Sedimentarias	36
2.1. Definición de cuenca sedimentaria	36
2.2. Clasificación de las cuencas sedimentarias	38
2.3. Mecanismos de subsidencia y preservación del potencial	46
2.4. Marco tectónico divergente	49
2.4.1. Desarrollo del rift secuencial y separación continental	49
2.4.1.1 Rift continentales	50
2.4.1.2. Cuencas oceánicas nacientes y márgenes continentales	51
2.5. Marco tectónico intraplaca	52
2.5.1. Márgenes continentales intraplaca	52
2.5.1.1. Configuración plataforma-talud-cuenca	52
2.5.1.2. Configuración transformante	53
2.5.1.3. Zonas marginales continentales progradantes	53
2.5.2. Cuencas intracratónicas	54
2.5.3. Plataformas continentales	54
2.5.4. Cuencas oceanicas activas	55
2.5.5. Islas oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas y mesetas	56
2.5.6 Cuencas oceánicas pasivas o estables	56
2.6. Marco tectónico convergente	57
2.6.1. Sistemas arco-trincheras	57
2.6.1.1 Trincheras	58
2.6.1.2 Cuencas por trincheras y taludes	58
2.6.1.3 Cuencas de antearco	59
2.6.1.4 Cuencas de intraarco	59
2.6.1.5 Cuencas de trasarco	62
2.6.1.6. Cuencas foreland	63

2.6.1.7. Cuencas oceánicas remanentes	68
2.6.1.8. Cuencas Wedgetop	68
2.6.1.9. Cuencas hinterland	69
2.7. Marcos tectónico transformante	70
2.7.1. Marcos asociado a fallas de rumbo	70
2.7.1.1. Cuencas transtensionales (pull-apart)	71
2.7.1.2. Cuencas transpresionales	72
2.7.1.3. Cuencas transrotacionales	73
2.8. Marco tectónico mixto o híbrido	74
2.8.1. Aulacógenos	74
2.8.1.1. Impactógenos	75
2.8.1.2. Cuenca de antepaís roto colisional	75
2.8.1.3. Cuencas halocinéticas	75
2.8.1.4. Cuencas por impacto de meteoritos	76
2.8.1.5. Cuencas consecuentes	77
2.9. Características generales de los Rifts	77
2.10. Definición y características de las cuencas sin-rift	78
Capítulo 3. Cuencas Sin-rift	80
3.1. Aspectos generales	80
3.2. Condiciones tectónicas	81
3.2.1. Estadios en la evolución temporal de los rifts	84
3.2.2. Principales mecanismos y modelos de extensión en la etapas sin-rift y post-rift	87
3.3. Modelado de interacción entre los procesos litosféricos y de superficie terrestre	89
3.4. Variaciones respecto al marco tectónico	99
3.5. Características estructurales, geomórficas y deposicionales	100
3.5.1. Características estructurales	100
3.5.2. Características geomorfológicas	104

3.5.3. Características deposicionales	105
3.6. Modelo estratigráfico de las cuencas sin-rift	108
3.6.1. Secuencias pre-rift	108
3.6.2. Discordancia sin-rift	109
3.6.3. Secuencia sin-rift	109
3.6.4. Discordancia post-rift	110
3.6.5. Secuencia post-rift	110
Capítulo 4. Ejemplos Representativos de Cuencas Sedimentarias Sin-rift	112
4.1. Ejemplos de Cuencas Sin-rift en México	112
4.1.1. Provincia Tampico-Misantla	112
4.1.2. Cuenca de Sabinas	136
4.1.3. Sonda de Campeche	155
4.2. Ejemplos de Cuenca Sin-rift en el Mundo	170
4.2.1. Cuenca de Colorado	170
4.2.2. Cuenca Neuquina	177
4.2.3. Cuenca de Campos	186
Capítulo 5. Desarrollo de yacimientos petroleros	197
5.1. Generalidades	197
5.2. Etapa de Exploración	198
5.3 Clasificación de pozos petroleros	200
5.3.1 Perforación de un pozo exploratorio descubridor de un yacimiento	203
5.3.1.1. Objetivos y responsabilidades	203
5.4 Desarrollo de campos en Cuencas sin-rift	205
5.4.1. Tecnologías y métodos de explotación	208
5.4.1.1. Perforación de pozos no convencionales	208
5.4.1.2. Perforación de pozos direccionales	209
5.4.1.3. Perforación de pozos horizontales	215

5.4.1.4. Perforación de pozos multilaterales	219
5.4.1.5. Perforación con tuberías flexibles	223
5.4.1.6. Herramientas de medición y registro	226
5.4.2 Fases de la perforación de pozos de desarrollo	229
5.4.3.Ejemplo de Desarrollo de Campo San Andrés	231
Capítulo 6. Conclusiones	235
Bibliografía	240

RESUMEN

Una cuenca sedimentaria es una depresión en la superficie terrestre que permite que se acumulen sedimentos en un determinado tiempo y marco geológico. Las cuencas se forman cuando la litósfera sufre extensión, ruptura o compresión como respuesta a los procesos tectónicos globales. Estos procesos gobiernan además el tamaño y la profundidad -el espacio disponible o acomodo- de una cuenca, en tanto que las condiciones climáticas determinan el ingreso de agua y sedimentos como material de relleno de cuenca.

La tectónica tiene una vinculación sin precedentes de muchos y diferentes aspectos de la geología, que anteriormente habían sido considerados independientes y sin relación. Una comprensión más profunda de la geología de cuencas petroleras ha surgido de la interpretación de muchas ramas relacionadas de la geología en el marco básico proporcionada por la tectónica de placas. La extensión continental representa uno de los procesos geodinámicos más importantes que afectan el sistema litósfera-asténosfera, traduciéndose en la ruptura de corteza continental y en la subsecuente formación de nuevas cuencas oceánicas. Un rift es una depresión tectónica alargada, donde la litósfera ha sido modificada y atenuada por extensión. La formación de un rift supone el desarrollo de procesos de extensión de la litósfera, que llevan asociados un ascenso de la asténosfera y un aumento del flujo térmico.

La presencia y distribución de hidrocarburos en las cuencas asociadas a rift es en gran medida un producto de la sucesión estratigráfica en las fases sin-rift y post-rift dentro de la evolución de la cuenca. La mayor parte de las reservas petroleras conocidas recuperables se producen en las fases sin-rift y post-rift, ya que es donde predomina el relleno marino, por lo que incluyen una amplia variedad de secuencias terrígenas y con menor frecuencia carbonatos. En las fases sin-rift predominan como rocas almacenadoras los cuerpos lenticulares, principalmente de areniscas y de calizas oolíticas, en las fases post-rift es común encontrar amplios desarrollos de carbonatos que al deformarse crean trampas petroleras estructurales, principalmente pliegues anticlinales. Las rocas generadoras son menos abundantes y se limitan a horizontes estratigráficos específicos formados en zonas de baja energía en los grabens donde su presencia o ausencia es uno de los factores limitantes en la distribución de yacimientos de hidrocarburos.

Actualmente, existen cerca de 30 cuencas sedimentarias sin-rift productoras de petróleo a nivel mundial, dentro de las cuales se describen tres en este trabajo: la Cuenca de Colorado, la Cuenca Neuquina y la Cuenca de Campos; ello con el fin de resaltar su gran importancia en la industria petrolera.

Respecto a las cuencas sedimentarias sin-rift en México, se tienen varias, sin embargo en este trabajo solo se describen a las de mayor potencial petrolero, que corresponden con: la Provincia de Tampico-Misantla, la Cuenca de Sabinas y la Sonda de Campeche, ya que éstas en su conjunto contienen el 90% de los recursos prospectivos totales de México.

La perforación de pozos resulta cada vez más costosa y se ve en situaciones más comprometidas con el ambiente, por lo que es indispensable utilizar algunas técnicas, que nos permitan alcanzar los objetivos de los programas de perforación en la búsqueda de hidrocarburos, con el mínimo de tiempo, máxima seguridad y al menor costo. Algunos de los principales retos tecnológicos en el desarrollo de campos en cuencas sin-rift son: La producción rentable de yacimientos en donde las trampas son principalmente cuerpos lenticulares de areniscas (de playa, de barra, de canal o turbiditas) y algunos carbonatos de alta energía (grainstone y bounstone). También es importante considerar que tanto la porosidad como la permeabilidad (factores que determinan la calidad de una arenisca) se deterioran rápidamente con el sepultamiento como consecuencia de los procesos diagenéticos y el aumento en la compactación, estas situaciones hacen indispensable el uso de tecnología de perforación de avanzada, que tiene como objetivo incrementar el drenaje o la producción del yacimiento desde un pozo en particular.

ABSTRACT

A sedimentary basin is a depression in the land surface that allows sediments to accumulate in a given geological time. The basins are formed when the lithosphere undergoes extension, rupture or compression in response to global tectonic processes. These processes also govern the size and depth of a basin, while climatic conditions determine the ingress of water and sediment as fill material basin.

Tectonic has a record linkage many different aspects of geology, which had previously been considered independent and unrelated. A deeper understanding of the geology has emerged from the interpretation of many branches of geology in the basic framework provided by tectonics. The continental extension represents one of the most important geodynamic processes affecting the lithosphere-asthenosphere system, resulting in the rupture of continental crust and the subsequent formation of new ocean basins. A rift is an elongate tectonic depression, where the lithosphere has been modified and attenuated by extension the formation of a rift developing processes supposed extension of the lithosphere, which are associated with an ascent of the asthenosphere and an increase in heat flux.

The presence and distribution of hydrocarbons in rift basins associated is largely a product of the stratigraphic succession phases syn-rift and post-rift within the basin evolution. Most of the known recoverable oil reserves occur in phases syn-rift and post-rift, as it is where the predominant land reclamation, so include a wide variety of terrigenous and less frequently carbonates sequences. In syn-rift phases predominate lenticular bodies, mainly sandstones and oolitic limestones in the post-rift phase storing rocks as is common to find large developments carbonates deforms create structural oil traps, mainly anticlinal folds. The source rocks are less abundant and are limited to specific stratigraphic horizons formed in areas of low energy in the grabens where their presence or absence is one of the limiting factors in the distribution of hydrocarbon deposits.

Currently, there are about 30 syn-rift sedimentary basins oil producers worldwide, among which three are described here: Colorado Basin, Neuquen Basin and the Campos Basin; this in order to highlight its importance in the oil industry.

Regarding the syn-rift sedimentary basins in Mexico, there are however several major basins with oil potential are: Tampico-Misantla Province, Sabinas Basin and Campeche, since they contain the whole 90% of the total prospective resources of Mexico.

Well drilling is increasingly expensive and is seen in more compromising situations with the environment, so it is essential to use some techniques that allow us to achieve the objectives of drilling programs in the search for hydrocarbons, with minimal time, maximum security and lowest cost. Some of the key technological challenges in the development of fields in syn-rift basins are: Cost-effective production of deposits where the traps are mainly lenticular sandstone bodies (beach, bar, channel or turbidites) and some high carbonates energy (grainstone and bounstone). It is also important to consider that both the porosity and permeability (factors that determine the quality of a sandstone) rapidly deteriorate as a result of the burial diagenetic processes and increased compaction, these situations make use of essential drilling technology advanced, which aims to increase drainage or reservoir production from a well in particular.

Capítulo 1. Introducción

1.1. Objetivos

El presente trabajo se centra en el estudio de las cuencas sedimentarias tipo Sin-rift a fin de alcanzar los siguientes objetivos:

- Conocer y explicar su origen y características.
- Establecer en qué tipo de límite tectónico se ubican.
- Especificar su geometría, sus dimensiones y el tipo de relleno sedimentario que las caracteriza.
- Fundamentar dónde existe este tipo de cuencas y qué características presentan.
- Conocer y describir su importancia económica-petrolera.
- Describir casos representativos de México y el mundo.
- Documentar la forma adecuada de desarrollar los yacimientos petroleros que contienen.

1.2. Metas

A fin de alcanzar los objetivos mencionados, es necesario cumplir con las siguientes metas:

- Realizar una adecuada investigación bibliográfica.
- Comprender cómo se forman y evolucionan las cuencas sin-rift.
- Entender las características que identifican a las cuencas sin-rift.

- Indagar qué tipos de yacimientos petroleros de interés económico se encuentran contenidos en cuencas sin-rift.
- Documentar ejemplos, en el país y el mundo, donde se tengan yacimientos petroleros relacionados con cuencas sin-rift.
- Redactar un documento escrito, actualizado y en español, que sea una fuente de consulta tanto para estudiantes como para el personal de la industria petrolera.

1.3. Conceptos básicos

1.3.1. Estructura de la Tierra y ondas sísmicas

La mayor parte de los conocimientos que tenemos sobre la estructura del interior de la Tierra y las propiedades físicas de las diferentes capas que la constituyen, provienen de la Geofísica y muy especialmente, de los datos suministrados por las ondas sísmicas. Existen cuatro tipos de ondas sísmicas, de los cuales sólo dos son importantes para el conocimiento del interior de la Tierra.

Las ondas P o primarias (Figura 1.1), también llamadas compresivas, son ondas que se propagan por compresión y extensión. El movimiento de las partículas de roca que son atravesadas por las ondas P consiste en una alternancia de condensaciones y expansiones, es decir, se acercan y alejan entre sí moviéndose en la dirección de su propagación. Son, por tanto, similares a las ondas sonoras y pueden viajar a través de sólidos y líquidos. La condición para que una onda pueda propagarse es que el medio se comporte elásticamente ante ella (Martínez Catalán, 2002).

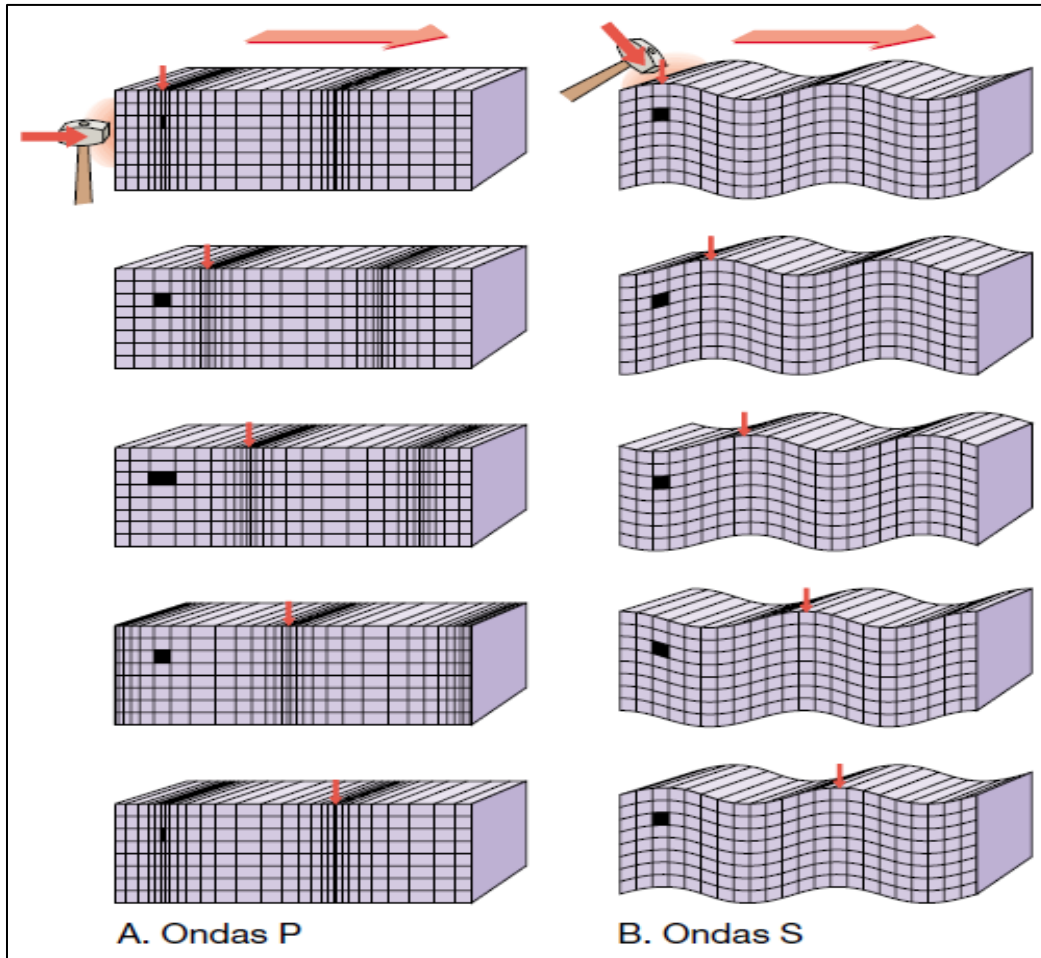


Figura 1.1. Transmisión de las ondas P y las ondas S a través de un sólido (Tomado de O. M. Phillips, 1968).

Las ondas S son ondas en las cuales el desplazamiento es transversal a la dirección de propagación. Su velocidad es menor que la de las ondas primarias. Las velocidades de las ondas sísmicas varían con la presión (profundidad), la temperatura, la mineralogía, la composición química, y el grado de fusión parcial. Aunque las características generales de las distribuciones de velocidad de las ondas sísmicas se han conocido durante algún tiempo, el refinamiento de datos ha sido posible en los últimos diez años. Las velocidades de las ondas sísmicas y el aumento rápido de la densidad, puede verse en la región desde 200 y 700 km de profundidad.

Existen variaciones en la velocidad de las ondas P y las ondas S con la profundidad (Figura 1.2), ya que los cambios bruscos en la velocidad media de las ondas delimitan las características principales del interior de la Tierra. A una profundidad de unos 100 km, un marcado descenso de la velocidad de las ondas corresponde a la parte superior del canal de baja velocidad. Se producen otras dos flexiones de las curvas de velocidad en el manto superior a profundidades de unos 400 a 700 km. El descenso brusco de la velocidad de las ondas P y la ausencia de ondas S a 2885 km marca el límite núcleo-manto; el núcleo externo líquido no transmite las ondas S y la propagación de las ondas P disminuye de velocidad dentro de esta capa, cuando las ondas P entran en el núcleo interno sólido su velocidad aumenta de nuevo (Bolt, 1993).

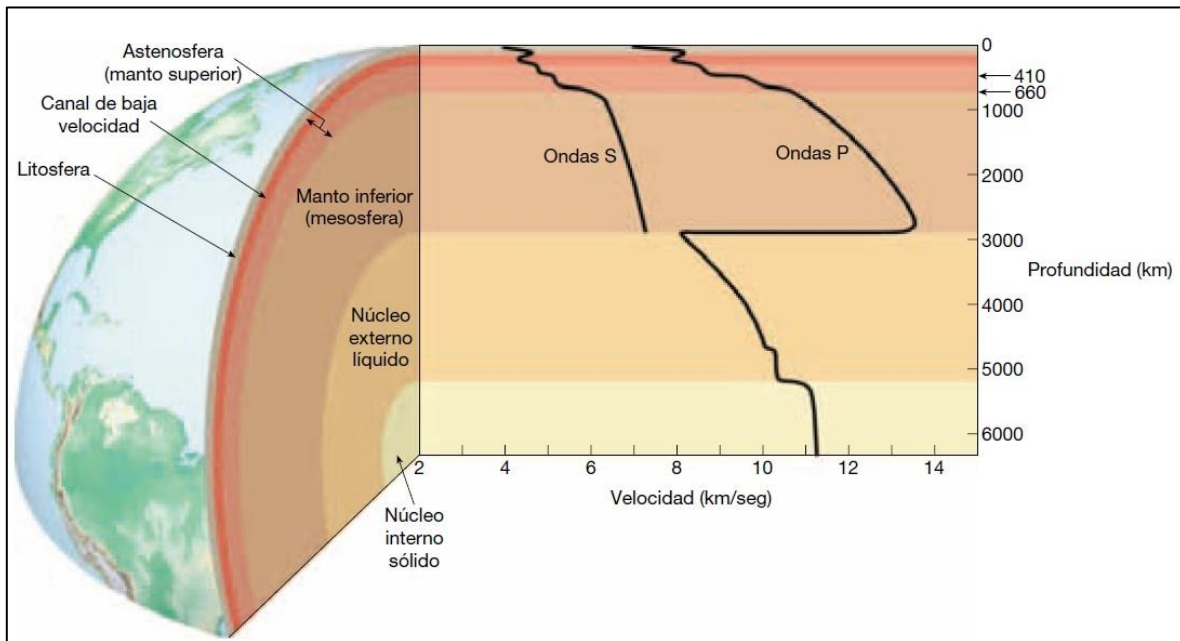


Figura 1.2 Variaciones en la velocidad de las ondas P y las ondas S con la profundidad (Tomada de Tarbuck y Lutgens, 2005).

Existen tres discontinuidades sísmicas de primer orden que dividen la Tierra en corteza, manto y el núcleo; éstas son: la discontinuidad de Mohorovicic o Moho,

definiendo la base de la corteza; la discontinuidad de Wiechert-Gutenberg, definiendo la interfaz manto-núcleo a 2 900 km; y la discontinuidad de Lehman, interfaz núcleo interno/núcleo externo a 5 000 km aproximadamente. El núcleo comprende cerca del 16% del volumen y el 32% de la masa de la Tierra. Estas discontinuidades son el reflejo de los cambios en composición, fase, o ambas. Otros cambios más pequeños, pero también importantes corresponden con los cambios de velocidades a 50-200 km, 410 km, y 660 km; dando lugar a las bases para la subdivisión del manto (Condie, 2003).

1.3.2. Zonación composicional de la Tierra

La separación en capas de distinta composición se produjo probablemente por la estratificación por densidades, que tuvo lugar durante el período de fusión parcial de las primeras etapas de la historia de la Tierra. Durante este período, los elementos más pesados, principalmente el hierro y el níquel, se fueron hundiendo a medida que los componentes rocosos más ligeros flotaban hacia arriba (Figura 1.3). Esta segregación del material sigue ocurriendo todavía, pero a un ritmo mucho más reducido. Debido a esta diferenciación química, el interior de la Tierra no es homogéneo; consiste en tres regiones principales que tienen composiciones químicas notablemente diferentes: la Corteza, el Manto y el Núcleo (Tarbuck y Lutgens, 2005).

1.3.2.1 Corteza

Hay tres capas químicamente distintas en la Tierra que tienen diferentes propiedades elásticas y diferentes densidades. La corteza es delgada y muy heterogénea cerca de la superficie, que se compone de silicatos minerales tales

como cuarzo y feldespato. El espesor de la corteza varía dependiendo de cada lugar. Debajo de la corteza, hay una capa compuesta de silicatos minerales más densos, como el Olivino (Shun-ichiro Karato, 2003).

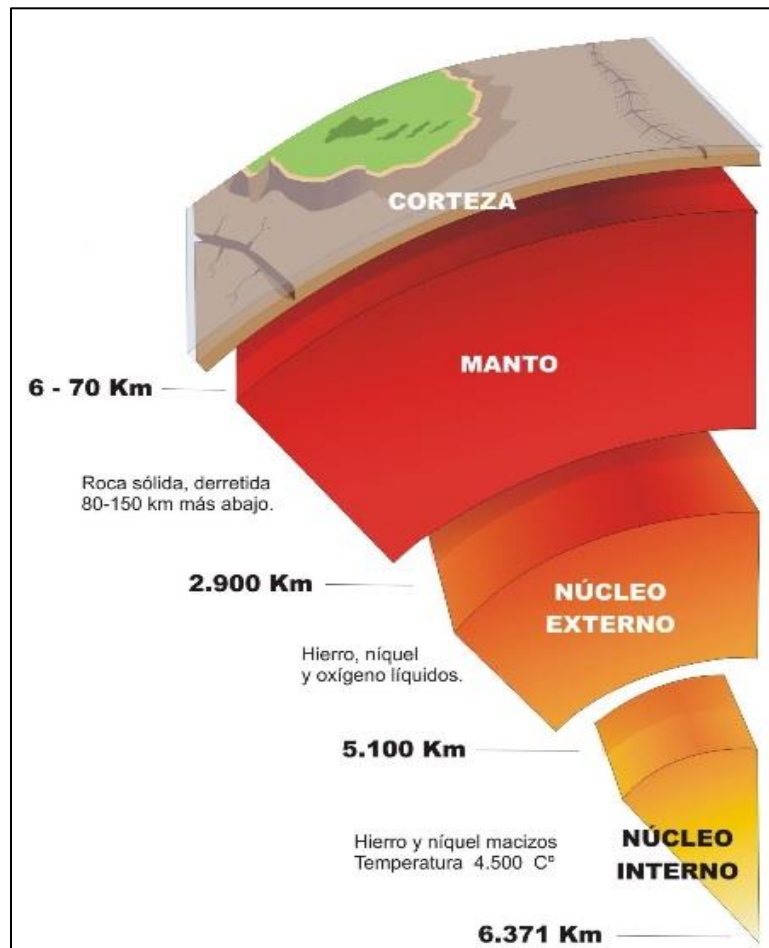


Figura 1.3 Estructura en capas de la Tierra (Tomada de la Consejería de Educación y Ciencia del Principado de Asturias, 2009).

- **Corteza Oceánica**

La corteza oceánica es delgada, tiene espesores que van de 4 a 20 km de espesor aproximadamente, 10 km es lo "normal" y tiene una densidad media de alrededor de 2.900 kg/m^3 . Comprende un número de capas que reflejan su modo de creación:

Una capa superior (capa 1) de sedimentos no consolidados o mal consolidados, por lo general de hasta 0.5 km de espesor.

Una capa intermedia (capa 2) de composición basáltica, que consiste de pilo-lavas y productos asociados a erupciones submarinas.

Una capa de gabros y peridotitas (capa 3), su diferenciación da lugar a los basaltos de la capa 2.

Se pensaba que la Corteza oceánica tenía que ser distinta a las otras capas en términos de velocidad de las ondas sísmicas, pero observaciones más recientes han mostrado que posee un aumento más gradual y continuo en la velocidad con la profundidad (Allen y Allen, 2005).

- **Corteza Continental**

La composición de la corteza continental puede estudiarse directamente en el campo, sobre todo en su parte superior. Lo que en su día fue la parte media de la corteza continental aflora hoy en muchas áreas. La corteza continental inferior, en cambio, aflora muy raramente, aunque lo hace en algunos sitios debido a diversos mecanismos que causaron levantamiento y erosión. No obstante, la corteza continental se puede dividir a su vez en: corteza continental superior y corteza continental inferior.

La corteza continental superior se compone normalmente de sedimentos, rocas sedimentarias y rocas volcánicas en los 2 a 10 km superiores. Hacia abajo predominan rocas cristalinas, metamórficas e ígneas. Son mayoritariamente rocas ácidas, es decir, con más del 55% de sílice (SiO_2); siendo la composición media como la de las granodioritas, rocas graníticas compuestas por un 67% de sílice.

Estas rocas se consideran hidratadas, por incluir muchos minerales que contienen agua en su red cristalina, fundamentalmente las micas. Los minerales que constituyen esa parte de la corteza son mayoritariamente silicatos de aluminio. En una corteza de 30 a 40 km de espesor, la parte superior de composición media granodiorítica alcanza unos 20 a 25 km de profundidad (Martínez Catalán, 2003).

La corteza continental inferior está compuesta en muchos sitios por rocas básicas, es decir, con un contenido en sílice de entre el 45 y el 55%. Esas rocas tienen la composición de gabro, roca intrusiva compuesta por silicatos de magnesio y hierro. En algunas cortezas continentales se ha identificado una discontinuidad entre sus partes superior e inferior, la llamada discontinuidad de Conrad, en honor de su descubridor. La corteza inferior debe contener muchas rocas metamórficas, debido a las condiciones físicas imperantes. Los gabros, al ser metamorfizados, se transforman en anfibolitas, rocas también hidratadas, pues los anfíboles contienen agua en sus redes. No obstante, se sabe que muchas de las rocas de la corteza continental inferior son rocas metamórficas secas, llamadas granulitas, en las que en lugar de anfíboles o micas hay piroxenos, minerales sin agua en su red. No todas las granulitas son básicas y de hecho, se sabe de cortezas inferiores que incluyen abundantes granulitas ácidas (Moore y Twist, 1997).

1.3.2.2. Manto

El manto representa aproximadamente el 83% del volumen de la Tierra, tiene una densidad de 3.3 a 5.7 g/cm³, y en cuanto a su composición, está formada principalmente por peridotitas (abundantes en Fe y Mg). Se divide en dos capas: el manto superior y el inferior. El manto superior se extiende hasta cerca de

los 680 km \pm 20 km, y está marcado por una fase de transición. El manto inferior se extiende hasta el límite exterior del núcleo a 2 900 km, con un incremento en la densidad con la profundidad (Centeno, 2012).

Se sabe que el Olivino sufre cambios a estructuras con una fase más densa a presiones equivalentes a profundidades de 390 a 450 km. De 390-450 km el Olivino cambia a través de una reacción exotérmica que implica un aumento del 10% en la densidad. A los 700 km sufre cambios de Espinela a óxido de perovskita y magnesio en una reacción endotérmica (Figura 1.4). Estos cambios de fase pueden ser reconocido por los cambios en la velocidad de las ondas S (McKenzie, 1983) y puede determinar la escala de la convección en el manto (Silver et al, 1988).

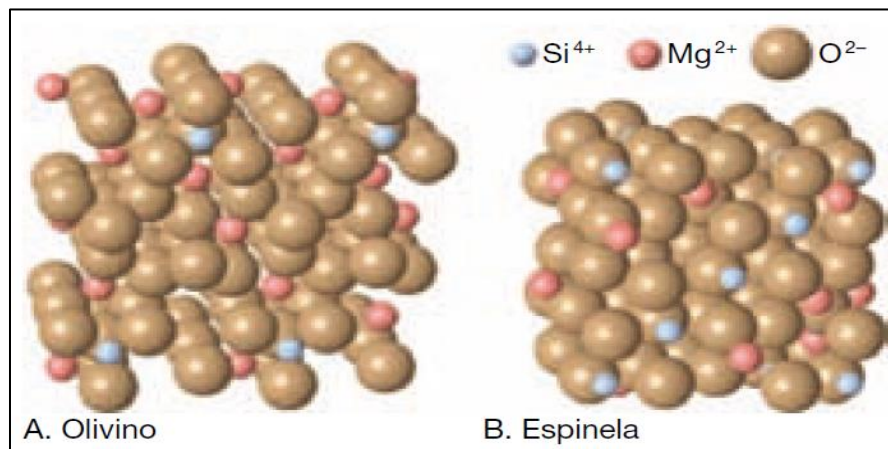


Figura 1.4 Comparación de las estructuras cristalinas del Olivino y la Espinela (Tomada de Tarbuck y Lutgens, 2005).

- **Manto Superior**

Este segmento del manto forma la parte inferior de la litósfera. Debajo de la litósfera se encuentra una zona de baja velocidad que se extiende a una profundidad de aproximadamente 300 km. Esto parece estar presente por debajo de la mayoría de las regiones de la Tierra, con la excepción del manto por debajo

de áreas cratónicas. Desde la base de esta zona las velocidades sísmicas aumentan lentamente hasta una discontinuidad importante que se alcanza a una profundidad de 410 km, que marca la región superior de la zona de transición. Hay una discontinuidad de velocidad más a una profundidad de 660 km, es la zona base de la transición (Condie, 2003).

- **Manto Inferior**

El manto inferior se extiende desde los 660 km a los 2,900 km en el límite entre el manto y el núcleo. Se caracteriza en su mayor parte por aumentos bastante constantes en la velocidad y la densidad en respuesta al aumento de la compresión hidrostática. Entre los 220 a 250 km por encima de la interfaz de núcleo y el manto se produce una disminución en los gradientes de velocidad y densidad, en una región conocida como la capa "D". El manto inferior también se conoce como la mesosfera, una región que es fuerte, pero relativamente pasiva en términos de los procesos de deformación (Condie, 2003).

1.3.2.3. Núcleo

El núcleo es la esfera central densa de la Tierra, con un radio de 3,486 km; extendiéndose desde el borde inferior del manto hasta el centro de la Tierra; constituye alrededor de una sexta parte del volumen de la Tierra y casi una tercera parte de su masa total. La presión en el centro es millones de veces mayor que la presión del aire en la superficie, y las temperaturas pueden superar los 6,700 °C. A medida que se han obtenido datos sísmicos más precisos, se ha descubierto que el núcleo consiste en una capa externa líquida de unos 2,270 km de grosor y una esfera interna sólida con un radio de 1,216 km (Tarbuck y Lutgens, 2005).

1.3.3. Zonación reológica de la Tierra

El interior de la Tierra se caracteriza por un aumento gradual de la temperatura, la presión y la densidad con la profundidad. Los cálculos sitúan la temperatura a una profundidad de 100 km entre los 1,200 °C y los 1,400 °C, mientras que la temperatura del centro de la Tierra supera los 6,700 °C.

Está claro que el interior de la Tierra ha retenido gran parte de la energía adquirida durante los años en que se formó, a pesar de que el calor fluye de manera continua hacia la superficie, donde se pierde en el espacio. El aumento de la presión con la profundidad provoca un incremento correspondiente de la densidad de las rocas.

En la figura 1.5 se muestra la perspectiva de la estructura en capas de la Tierra. El lado izquierdo de la sección transversal muestra que el interior de la Tierra se divide en tres capas distintas según sus diferencias composicionales: la Corteza, el Manto y el Núcleo. El lado derecho ilustra las capas de acuerdo a su resistencia mecánica: la Litósfera, la Astenósfera, la Mesósfera (manto inferior), el Núcleo externo y el Núcleo interno. Los bloques diagrama situados encima de la sección transversal muestran una perspectiva aumentada de la porción superior del interior de la Tierra.

1.3.3.1. Litósfera y Astenósfera

La litósfera se compone de la capa superior rígida del manto y la capa que recubre la corteza rígida. Debajo de la litósfera se encuentra la capa suave, fácilmente deformable del manto llamada astenósfera; las placas se deslizan como cuerpos casi rígidos sobre la astenósfera suave. La litósfera es de unos 80 km de

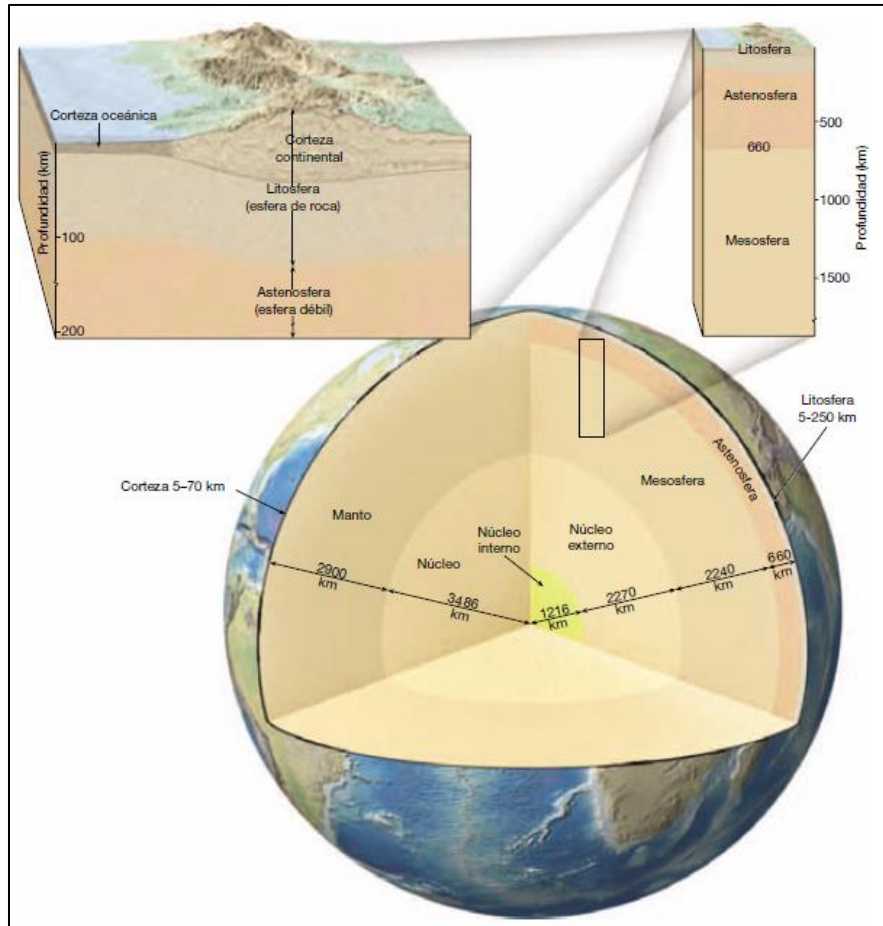


Figura 1.5 Vistas de la estructura estratificada de la Tierra (Tomado de Tarbuck y Lutgens, 2005).

espesor y la astenósfera tiene por lo menos varios cientos de km de espesor. Debajo de la astenósfera se encuentra la mesosfera, la capa más interna del manto. Sus propiedades físicas y la ubicación de su límite superior no son bien conocidos, aunque parece ser menos deformable que la astenósfera y más deformable que la litósfera (Cox, 1986).

La litósfera es la capa más rígida externa de la Tierra, incluye la corteza, que reacciona a muchas tensiones como un sólido quebradizo. La astenósfera, que se extiende desde la base de la Litósfera a su discontinuidad ubicada a 660 km, es por comparación una capa débil que se deforma fácilmente por fluencia. Se produce una zona de bajas velocidades de ondas sísmicas y una alta atenuación

de la energía de las ondas sísmicas, la zona de baja velocidad (LVZ por sus siglas en inglés), se produce en la parte superior de la astenósfera y tiene un espesor de 50 a 100 km. Las variaciones laterales significativas en densidad y en velocidades de ondas sísmicas son comunes a profundidades de menos de 400 km (Condie, 2003).

Los resultados de los experimentos de deformación y la evidencia de variaciones en la composición con la profundidad han llevado a los investigadores a proponer que la litósfera se compone de diferentes capas reológicas, donde las capas sólidas separan una o más capas débiles (Ranalli y Murphy, 1987).

Dentro de la litósfera, la corteza oceánica superior frágil da paso a una región de alta resistencia a una profundidad de 20 a 60 km, dependiendo del gradiente de temperatura; por debajo de esta profundidad la fuerza disminuye paulatinamente. La corteza continental, sin embargo, es mucho más gruesa que la corteza oceánica, y a temperaturas de 400 a 700 °C en sus capas inferiores; los minerales son mucho más débiles que el olivino encontrado en estas profundidades de la litósfera oceánica. Mientras que la litósfera oceánica se comporta como una placa rígida única debido a su alta resistencia, la litósfera continental no y por lo general se caracteriza por una o más capas débiles en los niveles más profundos (Vine, 2009).

1.3.3.2. Mesósfera o manto inferior

Por debajo de la zona de debilidad de la astenósfera superior, la mayor presión contrarresta los efectos de la temperatura más elevada y las rocas son gradualmente más resistentes con la profundidad. Entre las profundidades de 660

km y 2,900 km, se encuentra una capa más rígida llamada Mesósfera (esfera media) o Manto inferior. A pesar de su resistencia, las rocas de la mesósfera están todavía muy calientes y pueden fluir de una manera muy gradual; la figura 1.6 muestra la transferencia de calor que ocurre entre las distintas capas de la Tierra.

1.3.3.3. Núcleo externo

El núcleo externo se encuentra a una profundidad de 2, 891 a 5, 150 km, no transmite las ondas S y por lo tanto se interpreta que es fluido. Esto se confirma por la generación del campo geomagnético en esta región por procesos dinámicos y por los largos periodos de variación observado en el campo geomagnético. El límite entre el núcleo exterior e interior se encuentra a 5,150 km de profundidad y no presenta ninguna zona de transición (Kearey, Klepeis y Vine, 2009).

1.3.3.4. Núcleo interno

Se interpreta que el Núcleo interno es sólido por varias razones, la más importante es que ciertas oscilaciones de la Tierra, producidas por terremotos muy grandes, sólo pueden ser explicadas por un núcleo interior sólido. Una fase sísmica se ha reconocido que viaja hacia y desde el núcleo interno como una onda P, pero atraviesa el núcleo interior como una onda S.

La amplitud de una fase reflejada desde el núcleo interno también sugiere que debe tener una rigidez finita y por lo tanto ser un sólido. El núcleo interno, sin embargo, tiene una velocidad sísmica y una densidad consistente con una composición pura de hierro (Kearey, Klepeis y Vine, 2009).

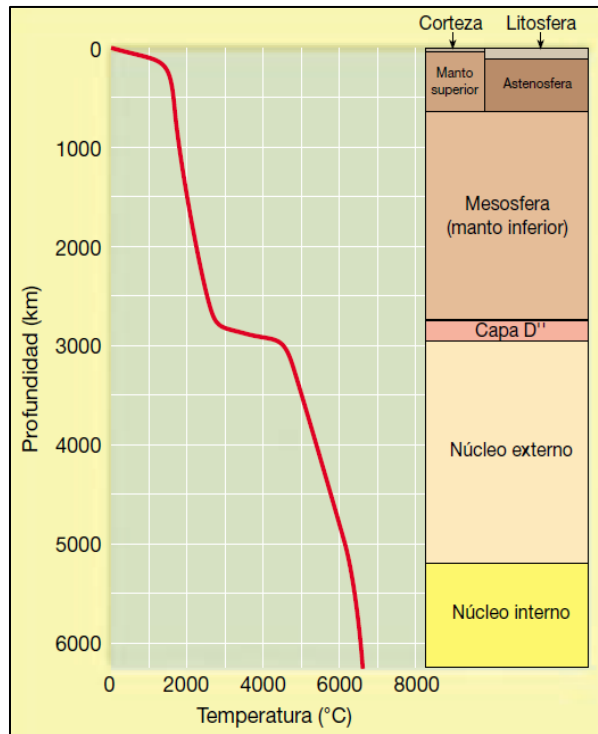


Figura 1.6 Gradiente geotérmico calculado para la Tierra; las velocidades de las ondas sísmicas varían con la presión (profundidad), la temperatura, la mineralogía, la composición química, y el grado de fusión parcial (Tomada de Condie, 1997).

1.4. Tectónica de placas

La tectónica de placas es de gran importancia en el conocimiento de la Tierra ya que representa la primera teoría que ofrece una explicación unificada de sus principales características geológicas.

La tectónica tiene una vinculación sin precedentes de muchos y diferentes aspectos de la geología, que anteriormente habían sido considerados independiente y sin relación. Una comprensión más profunda de la geología ha surgido de la interpretación de muchas ramas de la geología en el marco básico proporcionada por la tectónica de placas (Kearey, Klepeis y Vine, 2009).

La tectónica de placas puede operar debido a que la litósfera se compone de varias placas reológicamente coherentes. La naturaleza y tasas de movimiento

relativo de placas (Minster y Jordan, 1978) gobierna muchos aspectos del ambiente geodinámico de las cuencas sedimentarias.

Una placa idealizada de la litósfera es una región que se mueve (con respecto a alguna otra placa específica) sin deformación interna sobre un eje imaginario a través del centro del planeta (Morgan, 1968). Cada placa se mueve como unidad coherente con respecto a las otras placas aunque el interior de las placas pueda deformarse; todas las interacciones entre ellas se produce a lo largo de sus límites (Figura 1.7).



Figura 1.7 Placas tectónicas de la litósfera terrestre. El movimiento relativo de las placas (flechas) determina si los bordes de las placas son convergentes, transformantes o divergentes (Tomado de Kimberly y Stewart, 2006).

1.4.1. Límites de placas

La tectónica de placas considera que, la litósfera se divide en una red de bloques denominados placas, cuyos límites pueden ser de tres tipos (Isacks y colaboradores, 1968).

- 1) Dorsales oceánicas (márgenes de placa constructivos o acrecientes), estos ocurren donde los límites de las placas son divergentes. El magma y el manto empobrecido que sube entre las placas de separación, da lugar a la nueva litósfera oceánica. El movimiento divergente de las placas es con frecuencia perpendicular al límite estático, aunque esto no es siempre el caso y no es una necesidad geométrica (Menard y Atwater, 1968).
- 2) Trincheras (márgenes de placa destructivos), se ubican donde dos placas convergen, considerando que el mecanismo de la litósfera oceánica de una de las placas de empuje está debajo de la otra, con el tiempo llega a ser reabsorbida en el manto sub-litosférico. Dado que la Tierra no se está expandiendo mucho, la tasa de la destrucción de la litósfera en zonas de subducción debe ser prácticamente la misma que la tasa de creación en las dorsales oceánicas.
- 3) Fallas transformantes (márgenes de placa conservativo) están marcadas por los movimientos tangenciales, en el que las placas adyacentes- en movimiento relativo- se someten a la destrucción o la construcción. El movimiento relativo es generalmente paralelo a la falla (Kearey, Klepeis

y Vine, 2009). Las placas se desplazan unas respecto de otras e interactúan entre sí en sus bordes.

En términos de tiempo geológico, la litósfera oceánica es un sistema que se recicla a gran velocidad, ya que está siendo continuamente producida y destruida. Tras su creación, que tiene lugar en las dorsales oceánicas (bordes constructivos de placa), la litósfera oceánica se separa de éstas (expansión del fondo oceánico) hasta llegar a los bordes destructivos de placa (zonas de subducción) marcadas por una trinchera oceánica donde es destruida mediante subducción (introducción por debajo) u obducción (cabalgamiento) respecto a otra placa (Figura 1.8).



Figura 1.8 Dorsal Meso Oceánica, Fosa y zona de subducción (Tomada de Valdivia, 2013).

1.4.2. Tipos de bordes de placas

Existen tres tipos de bordes de placas: las convergentes o compresionales, las transformantes o de desplazamiento de rumbo y las divergentes o de extensión. Las placas están desacopladas mecánicamente unas de otras, aunque los márgenes de las placas están en contacto íntimo; la figura 1.9 ilustra esquemáticamente los diferentes tipos de límites de placas.

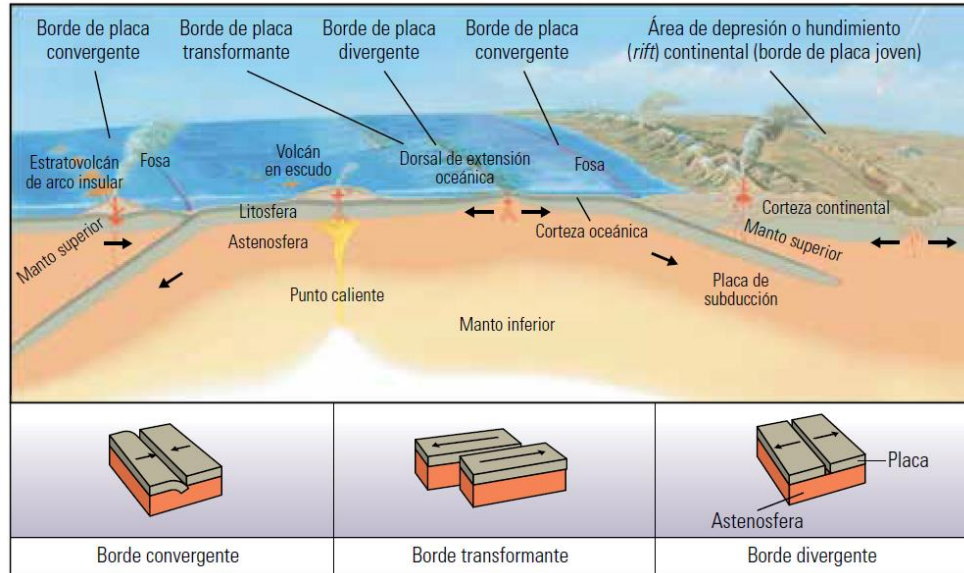


Figura 1.9 Ejemplo de los tipos de límites de placa con las morfologías que crean (Tomada de Bryant y colaboradores, 2012).

1.4.2.1. Bordes de placa convergentes

En los bordes de placas convergentes, las placas se desplazan unas en dirección hacia las otras. Las placas responden de diferentes maneras cuando chocan, dependiendo de si la convergencia se produce entre continente y continente, océano y océano, u océano y continente.

La convergencia continente-continente (colisión) produce el acortamiento y el engrosamiento de la corteza. Un ejemplo es la colisión entre el continente Indio y el Asiático, donde por la convergencia se formó la cordillera del Himalaya y la meseta del Tíbet; además se produjo la liberación lateral de Sondalandia y el sudeste de China en dirección hacia el sudeste, lejos de la colisión entre India y Asia (Tapponnier, Lacassin, Leloup, Scharer, Wu, Liu, Ji, Zhang y Zhong., 1990).

La convergencia entre un océano y otro o entre un océano y un continente produce subducción, donde una placa se hunde debajo de la otra placa. Un ejemplo de convergencia océano-océano es el de la fosa de las Marianas, donde

la placa del Pacífico se inclina hacia el oeste por debajo de la pequeña placa Filipina, en el oeste del Océano Pacífico. Un ejemplo de convergencia océano-continente se produce a lo largo del oeste de los Andes, donde la placa del Pacífico se sumerge en dirección hacia el este por debajo de la placa Sudamericana.

1.4.2.2. Bordes de placa transformantes

En los bordes transformantes, las placas se deslizan unas más allá de las otras, como sucede en la Falla de San Andrés, en California, EUA. Esta falla explica el movimiento de la placa del Pacífico en dirección hacia el norte, más allá de la placa Norteamericana. Las fallas anatoliana norte y anatoliana este en Turquía también corresponden a bordes transformantes, donde estas fallas dan cabida al movimiento de la placa de Anatolia hacia el oeste, en dirección al Mar Mediterráneo, conforme ésta elude la compresión entre las placas convergentes Euroasiática y Árabe (Bryant, 2013). Los márgenes transformantes tienen lugar donde los continentes se fragmentan y se separan como resultado de los movimientos de cizalla producidos a lo largo de fallas transformantes de desplazamiento de rumbo.

1.4.2.3. Bordes de placa divergentes

En los bordes de placas divergentes, una placa se divide formando dos placas más pequeñas que se separan entre sí. Los bordes de placas divergentes pueden comenzar como sistemas de hundimiento o depresión (rift) continentales; a lo largo de millones de años (Ma), estos hundimientos terrestres se convierten en hundimientos oceánicos. Algunos ejemplos de hundimientos continentales

modernos son la depresión de África Oriental; el área de hundimiento del Lago Baikal, en Rusia; y la provincia del Basin and Range, en el oeste de EUA. En los hundimientos continentales, la corteza experimenta procesos de extensión, fallamiento y adelgazamiento hasta que se segmenta en dos o tres partes. Con la división, se forma una dorsal a medida que el material del manto caliente sube para llenar el vacío dejado por las placas en proceso de separación. El material del manto de composición basáltica se acumula en los bordes de las placas, se enfría y forma nueva corteza oceánica. A medida que las placas se separan, la corteza oceánica crece, dando lugar a un océano que se ensancha entre las placas que se separan lentamente. Este proceso se denomina expansión del fondo oceánico. El hundimiento del Mar Rojo y del Golfo de Adén que separa las placas Africana y Arábiga es un borde de placa divergente joven. La dorsal Meso-Atlántica, que abarca la depresión meso-oceánica y la dorsal que separa América de Europa y África, corresponde a un borde de placa divergente maduro.

Cuando los continentes se separan, raramente lo hacen a lo largo de una sola zona de separación o hendidura, ya que ocurre el hundimiento que es una serie de segmentos desplazados por fallas transformantes y zonas de fracturas; las fallas transformantes son fallas de desplazamiento de rumbo que conectan segmentos de la litósfera. Estas fallas transfieren el movimiento de expansión o reconcilian las diferencias en la tasa de expansión entre los segmentos de hundimiento y sólo son activas entre dichos segmentos; estas fallas dejan cicatrices en el fondo oceánico, que se conocen como zonas de fracturas. Las fallas transformantes y las zonas de fracturas exhiben una orientación perpendicular a la dorsal meso-oceánica y paralela a la dirección de expansión y

señalan el trayecto del movimiento de las placas a medida que los márgenes continentales pasivos continúan separándose.

Las edades y las historias térmicas de las rocas oceánicas difieren a ambos lados de las fallas de transformación, ya que a lo largo de la falla, las rocas más jóvenes, más calientes y de menor densidad se yuxtaponen contra las rocas más antiguas, más frías y de densidad más alta. Debido a su mayor temperatura, las rocas más jóvenes se encuentran térmicamente levantadas con respecto a las rocas vecinas de fallas transversales más antiguas, más frías y de mayor densidad, lo que produce diferencias en la elevación del fondo oceánico a ambos lados de la falla. Estas diferencias pueden perdurar a medida que la roca se enfría, dejando cicatrices: las zonas de fracturas. Dado que son casi paralelas a la dirección de expansión de la dorsal meso-oceánica -la dirección del movimiento relativo de las placas- las zonas de fracturas dejan huellas de la apertura del océano (Figura 1.10).

A medida que continúa la expansión del fondo oceánico, los márgenes continentales previamente conectados se separan aún más. Un margen continental, en el que la corteza continental se encuentra con la corteza oceánica o experimenta una transición a ésta, es un vestigio de fallamiento producido durante la fragmentación continental.

Por consiguiente, los márgenes continentales que se encuentran frente a una depresión meso-oceánica generalmente exhiben traslapes y además pueden tener segmentos de márgenes transformantes y pasivos.

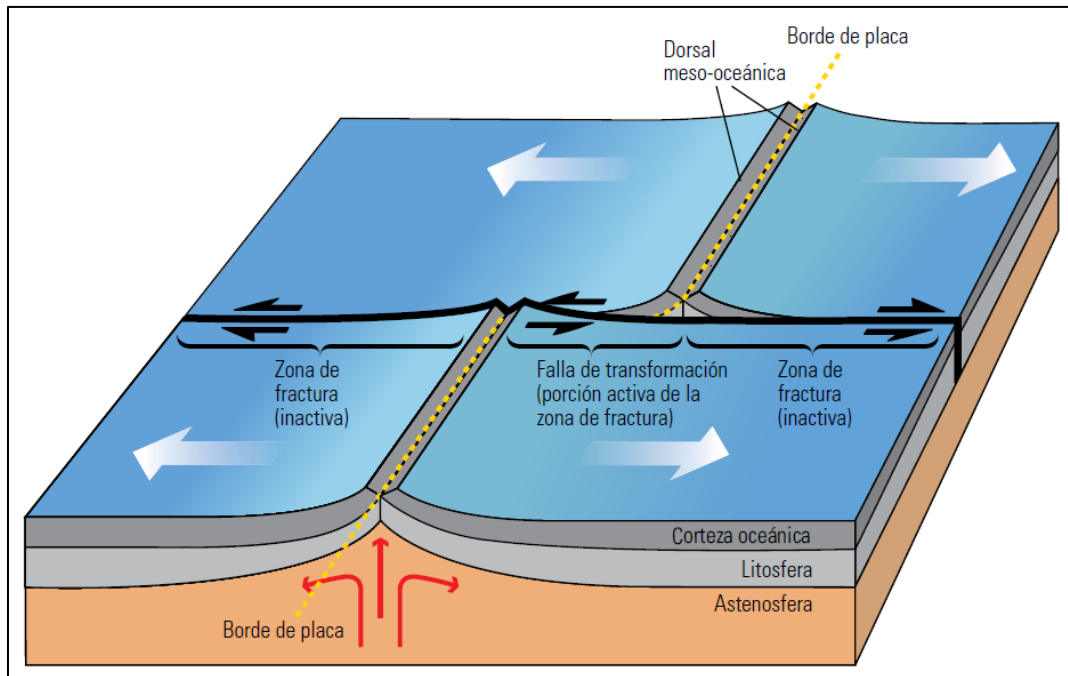


Figura 1.10 Dorsal meso-oceánica y borde de placa de falla transformante, donde las flechas blancas y rojas señalan la expansión meso-oceánica y la línea amarilla el borde de placa divergente (Tomada de Brooks y Colle, 2002).

1.5. Importancia de las cuencas sin-rift

La presencia y distribución de hidrocarburos en las cuencas de rift es en gran medida un producto de la sucesión estratigráfica en las fases sin-rift y post-rift de la evolución de la cuenca. La mayor parte de las reservas conocidas de hidrocarburos recuperables se producen en las fases sin-rift y post-rift, y en estas cuencas predomina el relleno marino. Los rifts simples y los márgenes pasivos son significativamente menos prolíficos. Los factores claves son el estilo de la tectónica post-rift y si el relleno de la cuenca está dominado por estratos marinos, transicionales y continentales propios de la evolución de la cuenca.

La topografía derivada de la tectónica es el control principal en ambos procesos sedimentarios y en la distribución de facies, lo que resulta en una

distribución geográfica y estratigráfica consistente de rocas generadoras, almacenadoras y sellos de hidrocarburos en las sucesiones sin-rift.

Los yacimientos potenciales son abundantes en todas las sucesiones sin-rift y post-rift e incluyen una amplia variedad de areniscas y con menor frecuencia carbonatos. Las rocas generadoras son menos frecuentes y se limitan a horizontes estratigráficos específicos; su presencia o ausencia es uno de los factores limitantes en la distribución de yacimientos de hidrocarburos.

Los buenos sellos tienden a ser poco comunes en sucesiones continentales sin-rift y su ausencia a menudo impide la formación de acumulaciones de hidrocarburos. Los sellos son más comunes en las sucesiones post-rift y se encuentran ampliamente en las sucesiones marinas de sin-rift. La distribución de las reservas es controlada en gran parte por la distribución del sello.

Una estrategia para la exploración eficiente de las cuencas de rift se puede derivar de la geometría de las cuencas post-rift y la naturaleza del relleno estratigráfico. Los plays que se pueden desarrollar, se identifican en las áreas prospectivas dentro de las sucesiones sin-rift y post-rift, al predecir la distribución de las rocas generadoras, almacenadoras y sellos de hidrocarburos dentro de la arquitectura estratigráfica (Lambiase y Morley, 1999).

1.5.1. Producción y reservas

Los rifts continentales son los lugares en los que se acumulan grandes concentraciones de petróleo y gas. Es así que, las rocas generadoras alcanzan un mayor nivel de producción dentro del relleno sin-rift, formándose éstas ya sea en un ambiente lacustre o en un ambiente marino limitado. El Golfo de Suez, por

ejemplo, en la actualidad contiene más de 80 campos petroleros, con un rango de reservas que va desde los 1350 a menos de 1 millón de barriles, en yacimientos del Precámbrico al Cuaternario. Las unidades litoestratigráficas en el Golfo de Suez pueden subdividirse en tres megasecuencias: sucesiones de pre-rift (Paleozoico-Eoceno), sucesiones de sin-rift (Oligoceno-Nioceno) y sucesiones post-rift (Plioceno-Holoceno).

Es necesario precisar que poco más de la mitad de las reservas de petróleo se encuentran asociadas con los rifts, los cuales contienen secuencias marinas sin-rift y post-rift; poco menos de una cuarta parte contiene rifts con secuencias no-marinas sin-rift y post-rift, y un octavo contiene secuencias no marinas sin-rift con secuencia marina post-rift (Lambiase y Morley, 1999). Como antecedente tenemos que, el 30% de los yacimientos de petróleo y gas, a nivel mundial, fueron encontrados en el Graben de Vikingo y en el Golfo de Suez, donde en 1999 se estimó que en ellos había aproximadamente 200 billones de barriles de reservas de petróleo recuperable.

1.5.2. Características generales

Los rifts tectónicamente activos, así como los paleo-rifts y los márgenes pasivos, contienen importantes provincias de hidrocarburos (Bally y Snelson, 1980; Grunau, 1991). Algunos rifts constituyen provincias, con muy importantes secuencias almacenadoras de hidrocarburos, aunque es común que sus depósitos sin-rift contengan rocas generadoras y sellos, además de un frente de elevados gradientes geotérmicos y una presión de sobrecarga suficiente para asegurar la generación de petróleo y/o gas.

Ejemplos de ello son el Graben del Rhine (Boigk, 1981) y las cuencas del Rift de China Oriental (Tian y colaboradores, 1983, 1992; Ma y colaboradores, 1982; Tong y Huang, 1991). Sin embargo, la generación de hidrocarburos en algunos rifts activos, paleo-rifts y cuencas de margen pasivo dependen de una combinación favorable de sedimentos de pre-rift, sin-rift y post-rift para obtener la concatenación en espacio y tiempo de la roca generadora, almacenadora y sello, suficientes para generar una presión de sobrecarga y obtener la maduración de las rocas generadoras.

1.6. Ubicación de las cuencas sin-rift

Los sedimentos sin-rift contienen rocas generadoras, almacenadoras y sello que juegan un papel importante en el sistema petrolero de muchas cuencas de hidrocarburos con rift. Los sedimentos pre-rift son a menudo depositados en amplias plataformas estables, que pueden contener excelentes rocas generadoras y yacimientos. Los sedimentos pre-rift que se depositaron durante la etapa temprana del rifting se conservan bajo los sedimentos sin-rift, ya que cumplen un rol sumamente importante en el sistema petrolero de los hidrocarburos de un número importante de cuencas a nivel mundial (Tabla 1.1 y Figura 1.11).

Durante la actividad tectónica, por ejemplo, del rift del Lago Tanganika, los sedimentos lacustres sin-rift contienen ricos intervalos de rocas generadoras de algas que han alcanzado la madurez -en parte- para la generación de petróleo, lo que está documentado por las manifestaciones superficiales de petróleo a la

Cuenca	Ejemplos de cuencas sedimentarias		
	Tipo de rift		
	Pre-rift	Sin-rift	Post-rift
1) Rift del Golfo de Suez	S ^m & R	R	—
2) Cuenca de Viena	S ^m & R	R	—
3) Graben de Pantelleria	S ^m & R	—	—
4) Graben de Valencia	S ^m & R	S [*] & (R)	—
5) Cuenca de W. Holanda	S ^m & R	S ^c & (R)	—
6) Cuenca de Baja Sajonia	S ^m & R	S [*] & R	R
7) Cuenca de Panonia	S ^m & R	S ^m & R	R
8) Rift del Mar Norte	(S [*]) & R	S ^m & R	R
9) Cuenca Timan-Pechora	S ^m	S ^m & R	S ^m ? & R
10) Graben de Rin	S ^m ? & R	S ^m & R	—
11) Cuenca del Este de China	R	S [*] & (R)	—
12) Plataforma del Centro de Noruega	—	S ^m & R	—
13) Plataforma del Mar SW Barents	—	S ^m & R	—
14) Graben de Muglat y Melud	—	S [*] & R	—
15) Graben de Niger, Chad y CAR	—	S [*] & R	—
16) Cuenca de Jeanne D'arc	—	S ^m & R	—
17) Plataforma de Labrador	—	S ^c & (R)	—
18) Cuenca de Gibbsland	—	S ^c & (R)	—
19) Graben de Syrte	—	S ^m & R	—
20) Cuenca San Jorge	—	S [*] & R	R
21) Rift de Dniepr-Donetz	—	S ^m & R	R
22) Cuenca Campos	—	S [*] & R	R
23) Plataforma del Noroeste	—	S ^c & R	S ^m & R
24) Plataforma Angola	—	S [*] & R	S ^m & R
25) Gabón	—	S [*] & R	S ^m & R
26) Cuenca del Golfo Costa	—	(S ^m & R)	S ^m & R
27) Cuenca del Oeste Siberiano	(R)	—	S ^m & R
28) Delta Niger	—	—	S ^m & R
29) Costa Ivory	—	—	S ^m & R
30) Plataforma Árabe	S ^m & (R)	R	S ^m & R

Tabla 1.1 Ejemplos de secuencias generadoras con rocas almacenadoras de hidrocarburos en cuencas sedimentarias sin-rift: S rocas generadoras (S^m marina, S^{*} Lacustre, S^c Secuencias carbonosas), R Yacimientos (Tomado de Roure y Ellouz, 1996).

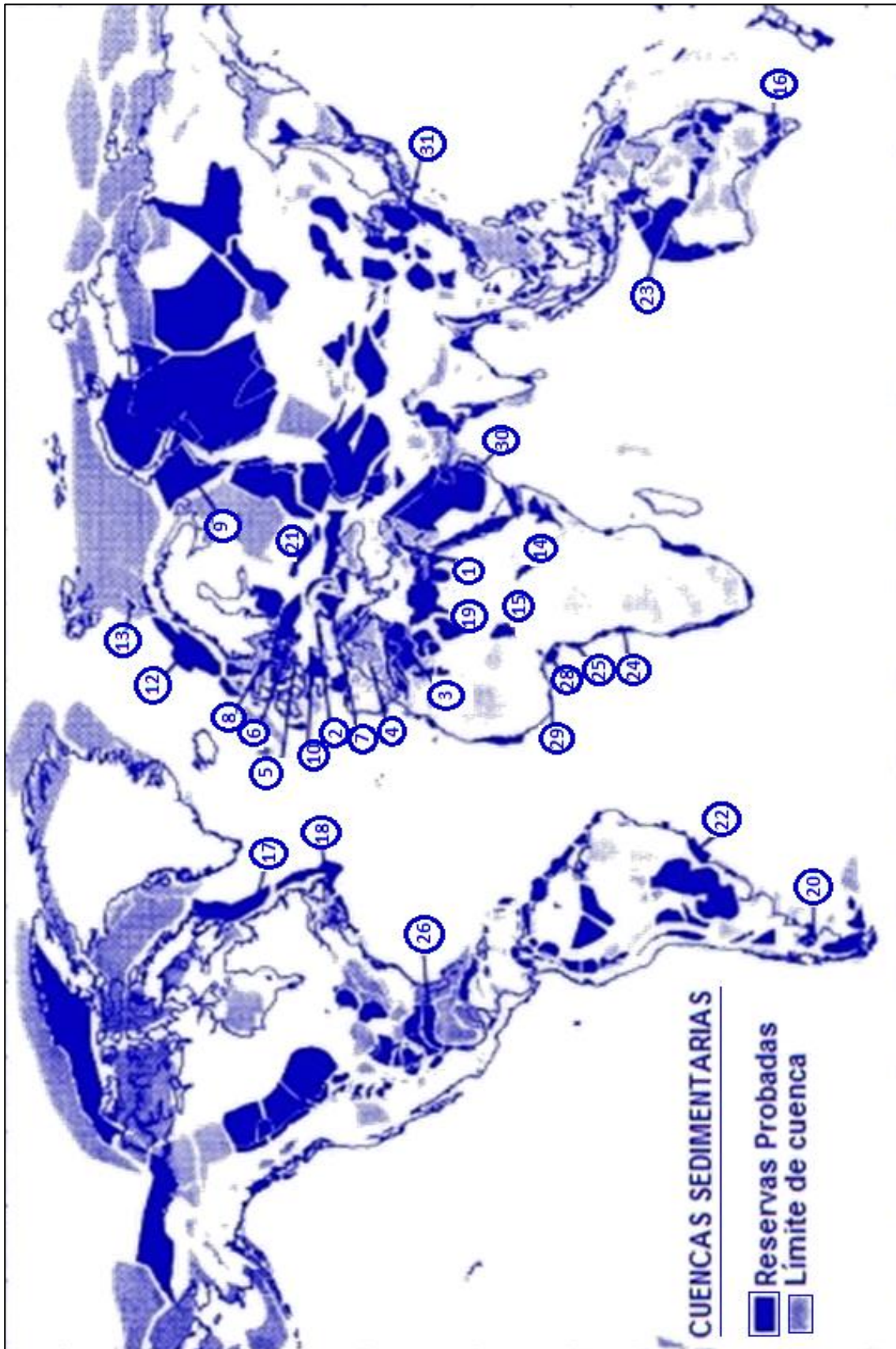


Figura 1.11 Localización a nivel mundial de cuencas sedimentarias productoras de hidrocarburos relacionadas con los Rifts nombrados en la tabla 1.1 (Tomada de Roure y Ellouz, 1996).

superficie (Fleet y colaboradores, 1988); entre otros ejemplos, también se puede citar el Graben del Rin (Boigk, 1981). Así mismo, en los paleo-rifts, los sedimentos sin-rift constituyen rocas generadoras y almacenadoras con yacimientos de aceite y/o gas; por ejemplo, en el graben Vikingo y el Graben Central del mar del Norte (Ziegler, 1990; Pegrum y Spencer, 1990), el Graben Dniepr-Donets (Gavriush, 1989; Kabyshev, 1989), las Fosas Tectónicas Muglad y Melut del Sudán (McHargue y colaboradores, 1992), la Cuenca de Jeanne d'Arc, los Grandes Bancos (Mencley, 1986), la Cuenca Gibbsland del sureste de Australia (Rahmanian y colaboradores, 1990) y los rifts del Mar de Barents al sudoeste (Ziegler, 1986; Berglund, 1986).

Aunque el potencial de hidrocarburos de la Cuenca Pannonian depende de rocas generadoras y en gran medida de los sedimentos sin-rift, los sedimentos pre-rift también contribuyen con rocas generadoras (Kokai y Pogacsas, 1991). Es así que, en estas cuencas la producción se ha establecido a partir de yacimientos pre-rift y sin-rift (Sarkovic y colaboradores, 1991).

En algunas regiones de México y Estados Unidos existen cuencas de rifts de edad Triásica y Jurásica bien conocidas, como por ejemplo la Cuenca de Huayacocotla (Schmidt y Effing, 1980, Quezada y Sarmiento, 1987), Figura 1.12. El rift Triásico fue completamente intracontinental, sin formación de corteza oceánica en el Golfo de México.

La etapa de rifting en la región del Golfo de México probablemente ocurrió en un número distinto de fases relacionadas con la apertura del Tethys durante el Triásico y la apertura del Atlántico y el Golfo de México durante el Jurásico (Van der Voo y colaboradores, 1976; Quezada y Sarmiento, 1987).

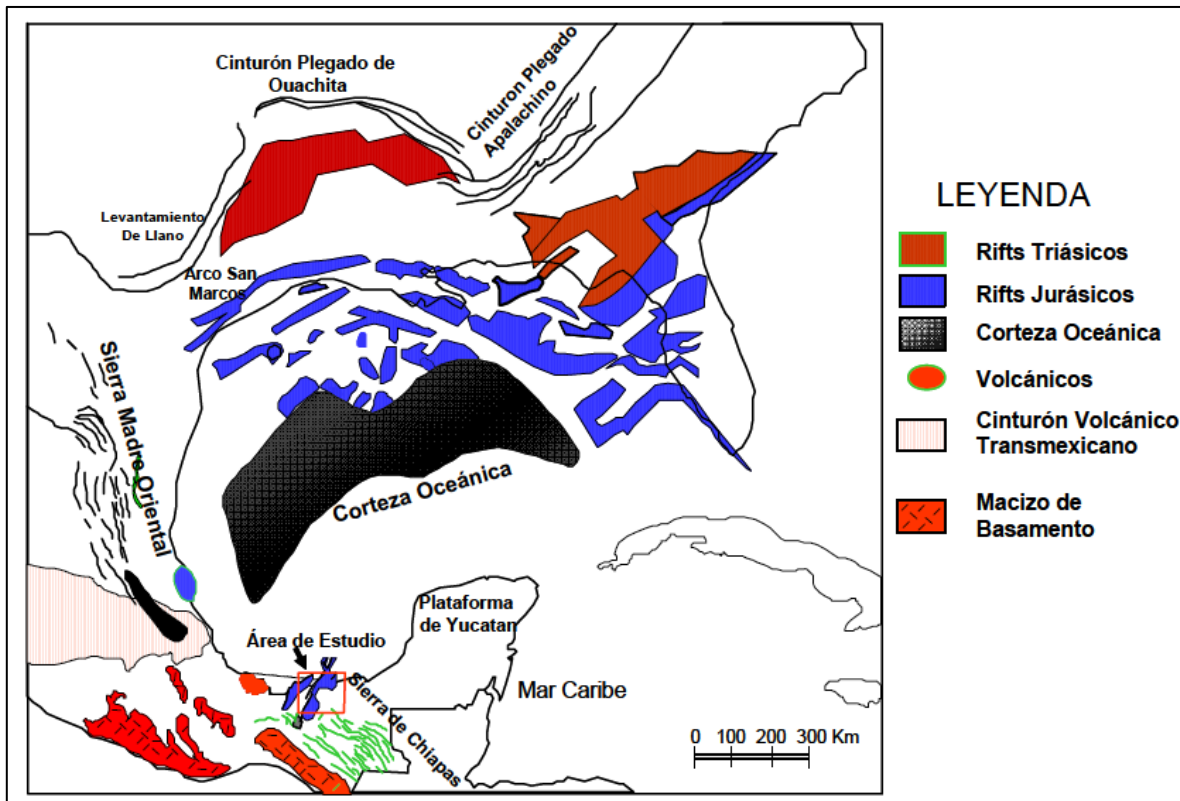


Figura 1.12 Elementos tectónicos del Golfo de México “Rift Triásico” (Tomado de PEMEX, 1994).

En el caso de la provincia Tampico-Misantla, junto con el rift ocurrió movimiento predominantemente de transcurrancia, con una componente transtensional significativa durante el Triásico y Jurásico. El evento de rifting dio lugar a la formación de una topografía regional de grabens y horsts, la cual no fue completamente sepultada por los lechos rojos de la secuencia sin-rift.

Se considera que el antecedente que dio origen a la Cuenca de Sabinas corresponde con la evolución de una fosa de extensión tipo rift, asociada con la apertura del Golfo de México durante el Jurásico Medio (Salvador, 1987). Tomando en cuenta la posición tectónica de la Cuenca de Sabinas, tres son los principales estados de evolución a los que nos podemos referir: (1) un estado inicial de rompimiento ("rifting") que comprendió el fallamiento de bloques (fallas

normales) y la formación de grabens, (2) un estado de subsidencia termotectónica durante el cual se depositó el conjunto sobreyacente del Mesozoico Superior y (3) terminación de la subsidencia debido a la intensa deformación y fallamiento inverso que provocó el levantamiento de la región durante la Orogenia Laramide. La presencia de hidrocarburos en la Cuenca de Sabinas, depende fuertemente de eventos suscitados durante el periodo de subsidencia tectónica, debido a que el material orgánico depositado junto con los sedimentos, fue posteriormente degradado térmicamente durante el sepultamiento, ocasionando la generación del petróleo.

La Cuenca Mesozoica del Golfo de México se encuentra conformada por subcuencas productoras de hidrocarburos. Dentro de las subcuencas petroleras más importantes de México se encuentra la denominada Subcuenca del Sureste (González-García, R., y Holguín-Quiñones, N., 1991) que incluye a las provincias geológicas terrestres conocidas como Chiapas-Tabasco, Salina del Istmo y Macuspana, además de la parte marina conocida como Sonda de Campeche. La cuenca del Golfo de México evolucionó como una cuenca tipo rift (Kingstone y colaboradores, 1983), desde el Triásico Tardío hasta después del depósito de la sal, esto corresponde al Calloviense Tardío-Oxfordiano Temprano (Pindell, J., 1985; Salvador, A., 1991; Ortiz-Ubilla, 1996) y hasta la parte terminal del Jurásico Tardío según Marton y Buffler (1993), incluyen los sedimentos clásticos carbonatados del Jurásico Superior. Durante el evento “rift” se dio lugar a la formación de una topografía regional de “horst” y “grabens”. Los “horst” algunas veces se encuentran representados por reactivaciones magmáticas con dimensiones batolíticas como es el caso de Tuxpan (Quezada, 1996).

La exploración en el sureste de México inicia en 1886 con la perforación del pozo Sarlat en la Cuenca de Macuspana. Sin embargo, fue hasta 1905 y 1906 que se perforaron los primeros pozos que resultaron productores comerciales en la Cuenca de Macuspana y la Cuenca Salina del Istmo, iniciando la explotación en esta región. Petróleos Mexicanos inicia actividad en la zona, en 1943, realizando descubrimientos de aceite ligero y gas en los siguientes años. La explotación en la parte terrestre el Pilar Tectónico de Reforma-Akal es impulsada con los descubrimientos de aceite y gas en calizas Cretácicas hechos por los pozos Sitio Grande-1 y Cactus-1 en 1972. La prospección geofísica en la parte marina de la provincia inició en 1972. Los estudios exploratorios culminan con la perforación del pozo Chac-1 entre 1974 y 1976, resultando productor en brechas de Cretácico y detectando aceite en areniscas del Oxfordiano. En los siguientes 5 años se realizaron importantes descubrimientos en esta región, detonando la explotación de la provincia más importante del país (Gutiérrez-Gil, 1950; Meneses de Gyves, 1999).

Con la explotación del complejo Cantarell, la producción de la Provincia Petrolera Sureste alcanzó su máximo histórico de más de 4 millones de barriles de petróleo crudo equivalente por día en el 2004. La producción acumulada de la provincia es de 45.4 MMMbpce. Las reservas remanentes son de 24,4 MMMbpce, respectivamente, al 1 de enero de 2013.

Capítulo 2. Cuencas Sedimentarias

2.1. Definición de Cuenca Sedimentaria

Una cuenca sedimentaria es una depresión en la superficie terrestre que permite que se acumulen sedimentos en un determinado tiempo geológico. Las cuencas se forman cuando la litósfera sufre extensión, ruptura o compresión como respuesta a los procesos tectónicos globales. Estos procesos gobiernan además el tamaño y la profundidad -el espacio disponible o acomodo- de una cuenca, en tanto que las condiciones climáticas determinan el ingreso de agua y sedimentos como material de relleno de cuenca.

Las cuencas sedimentarias son geo-formas de escala regional, que permiten acumular cientos a miles de metros de espesor de sedimentos como consecuencia de los procesos de subsidencia que sufre la litósfera. La evolución de esa subsidencia está relacionada con los procesos termo-mecánicos que tienen lugar en una litósfera relativamente rígida y fría, que interactúa con un manto convectivo (Allen y Allen, 2005).

Las cuencas sedimentarias son, en un sentido muy amplio, todas aquellas áreas en las que se pueden acumular sedimentos de considerable grosor y conservarse durante largos períodos de tiempo geológico. Además, también existen zonas de larga persistencia de denudación, así como las regiones donde los procesos erosivos y sedimentarios se neutralizan entre sí, creando lo que se conoce como no-depositación u omisión (Einsele, 1992).

El movimiento relativo de las placas -que resulta de esta dinámica- origina el desarrollo de fuerzas mecánicas en sus límites. Éstos se transfieren al interior y, como consecuencia, las cuencas existen en un ambiente de esfuerzos inducidos por la dinámica de estas placas discretas.

La clasificación de cuencas más usada en el modelado se basa en los ambientes tectónicos a los que están asociadas (Busby e Ingersoll, 1995; Allen y Allen, 2005). Las cuencas sedimentarias se desarrollan en límites divergentes, intraplaca, convergentes, transformantes e híbridos (diversas combinaciones de estas). Dentro de cada configuración existen diversas variantes, dependiendo del tipo de la corteza subyacente, la posición estructural y suministro de sedimentos (Ingersoll, 2012).

Las cuencas pueden deformarse y cambiar sus características originales por los movimientos tectónicos: extensión, compresión, movimiento de desplazamiento de rumbo, o cualquier combinación de éstos. El movimiento de extensión puede producir la formación de fallas normales y ser acompañado por la extensión, adelgazamiento y hundimiento de la corteza. La compresión produce acortamiento, engrosamiento y la formación de fallas inversas y pliegues. El movimiento de desplazamiento de rumbo da lugar al fenómeno de traslación y a la formación de fallas laterales. Una combinación de estos fenómenos produce cuencas de tracción, bloques de curvatura hacia arriba y desplazamiento oblicuo por transtensión o transpresión. De este modo, los movimientos locales o de gran escala proporcionan el impulso para la creación de trampas estratigráficas o estructurales.

Las trampas estratigráficas son el resultado de cambios de facies o de la yuxtaposición de estratos impermeables y permeables, mientras que las trampas estructurales se forman como resultado de la deformación de las secuencias estratigráficas. La historia tectónica y estratigráfica de una cuenca le confiere un marco global y regional para su formación, relleno y deformación (Chowdhury, 1997).

2.2. Clasificación de las Cuencas Sedimentarias

Las cuencas se pueden clasificar de acuerdo a varios criterios, y dependiendo del criterio o criterios que se tomen se dará su clasificación, por lo que se le podrá definir de una manera muy general o muy específica.

Los principales parámetros que controlan la evolución de una cuenca son (Barredo y colaboradores, 2008):

- 1) La velocidad de deformación;
- 2) La evolución del flujo térmico;
- 3) La evolución geológica de la litósfera;
- 4) Las variaciones en los espesores de la corteza y de la litósfera;
- 5) La presencia de debilidades previas en la corteza y en la litósfera,
- 6) Los procesos exógenos.

La mayoría de las cuencas sedimentarias, en la actualidad, se pueden clasificar fácilmente en función de tres criterios:

- 1) El tipo de la corteza sobre la que descansa la cuenca.
- 2) La posición de la cuenca en relación con los márgenes de placas.

3) Cuando la cuenca se encuentra cerca de un margen de placa, el tipo de interacción que ocurre durante la sedimentación de la placa.

La Teoría de la Tectónica de Placas nos ha demostrado que los tres parámetros pueden cambiar con el tiempo. Este es un aspecto fundamental, porque significa que las cuencas que tienen varios o muchos orígenes diferentes se juxtaponen normalmente en el mismo cinturón orogénico (Miall, 2000).

La clasificación y la nomenclatura de las Cuencas se basan en las características de una cuenca al momento de su sedimentación. Es así que, muchas sucesiones estratigráficas son multidimensionales y multi-generacionales en cuanto a los controles de placa tectónica sobre su evolución, considerando que la sucesión estratigráfica puede representar diferentes ambientes tectónicos.

La evolución de una cuenca sedimentaria de este modo puede ser visto como el resultado de una sucesión de configuraciones de placa tectónica discretas y las interacciones de placas cuyos efectos se mezclan en un continuo desarrollo (Dickinson, 1974).

Idealmente las clasificaciones sobre cuencas sedimentarias son teorías basadas en el orden natural, en lugar de los denominados “catálogos aburridos” que han sido recopilados sólomente para evitar el caos (Gould 1989, citado en Ingersoll y Busby 1995). En este sentido, los sistemas de clasificación de las cuencas sedimentarias deben tanto revelar algo de los mecanismos subyacentes de desarrollo de la cuenca, como la variabilidad natural del mundo real.

Los criterios de primer orden para la clasificación de las cuencas sedimentarias (Dickinson, 1974b, 1976a) son:

- 1) El tipo de límite de placa más cercana.
- 2) La proximidad del límite de placa.
- 3) El tipo de sustrato.

Por lo tanto, la clasificación de primer orden en base a los criterios (1) y (2) es la siguiente: divergentes, intraplaca, convergentes, transformantes e híbridos.

Dentro de cada una de estas categorías se encuentran diversas variantes, dependiendo del tipo de sustrato (corteza oceánica, de transición, continental y anómala), así como la posición estructural, suministro de sedimentos y la historia geológica, lo que da lugar a una subclasificación a su vez de estas.

La Tabla 2.1 pretende facilitar un mejor entendimiento sobre la clasificación de las cuencas, resaltando así la definición del tipo de cuenca respecto al marco que pertenece y los ejemplos a nivel mundial, que ayudarán a ubicarse en tiempo y espacio.

Es importante resaltar que una “cuenca” se refiere a cualquier acumulación estratigráfica de rocas sedimentarias o volcánicas, donde la arquitectura tridimensional puede aproximarse a cuñas y capas con configuraciones diversas (Ingersoll, 2012).

Marco Tectónico	Tipo de cuenca	Definición	Ejemplo moderno	Ejemplo antiguo
Divergente	Margen divergente o extensional asociado a fallas normales			
	Rifts continentales ('continental rift')	Rifts dentro de la corteza continental, usualmente asociados con magmatismo bimodal.	Rift de Río Grande	Proterozoico, Rift Keweenawano
	Cuenca oceánica naciente y márgenes continentales ('nascent ocean basins and continental margins')	Cuencas oceánicas incipientes con piso de nueva corteza oceánica y flanqueadas por márgenes continentales de rifts jóvenes.	Mar Rojo	Jurásico del Este de Groenlandia
Intraplaca	Márgenes continentales intraplaca ('intraplate continental margins')			
	Configuración de plataforma-talud-cuenca (Shelf-slope-rise)	Márgenes maduros de apertura continental de intraplaca con bordes de plataforma cerca de los límites entre la corteza continental y oceánica.	Costa Este de EUA	Paleozoico Temprano de EUA y la Cordillera de Canadá
	Configuración transformante ('transform configuration')	Márgenes continentales intraplaca que se originan a lo largo de fallas transformantes entre dos placas.	Costa Sur del Oeste de África	Precámbrico-Paleozoico Temprano de Alabama- de Oklahoma
	Configuración de zonas marginales progradantes ('embankment configuration')	Márgenes continentales intraplaca progradacionales con borde de plataforma sobre la corteza oceánica.	Costa del Golfo del Río Mississippi	Paleozoico temprano del terreno Meguma en los Apalaches Canadienses (?)
	Cuencas intracratónicas ('intracratonic basins')	Cuencas cratónicas amplias subyacidas por rifts fósiles.	Cuenca del Chad	Cuenca Paleozoica de Michigan

Convergente	Plataformas continentales ('continental platforms')	Cratones estables con una delgada y extensa capa sedimentaria.	Mar Barents	Paleozoico Medio del continente norteamericano
	Cuencas oceánicas activas ('active ocean basins')	Cuencas en las que su piso está constituido por corteza oceánica formada en límites de placa divergentes activos que no están relacionados con sistemas de arco-trinchera.	Océano Pacífico	Varios complejos ofiolíticos (?)
	Islas oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas, y mesetas ('oceanic islands, seamounts, aseismic ridges, and plateaus')	Abanicos sedimentarios y plataformas formadas en marcos intraoceánicos con la excepción de sistemas arco-trinchera.	Montañas submarinas de Emperador-Hawái	Complejo Volcánico Mesozoico de Snow Mountain (Complejo Franciscano del norte de California)
	Cuencas oceánicas pasivas o estables ('dormant ocean basins')	Cuencas que su piso está compuesto por corteza oceánica que no sufre extensión ni subducción.	Golfo de México	Cuenca Paleozoica Tarim (China) (?)
	Margen convergente asociado a fallas inversas o de cabalgadura			
	Trincheras ('trenches')	Depresiones profundas formadas en zonas de subducción oceánica.	Trinchera de Chile	Isla Shumagin, Cretácico (Sur de Alaska)
	Cuenca por trincheras y taludes ('trench-slope basins')	Depresiones estructurales locales en complejos de subducción.	Trinchera Centroamericana	Placa Cambria, Cretácico (Centro de California)
	Cuenca de antearco ('forearc basin')	Cuencas dentro de una brecha arco-trinchera.	Costa afuera de Sumatra	Gran Valle, Cretácico (California)
	Cuencas intraarco ('intraarc basins')			
	Cuencas de intraarco oceánico ('oceanic intraarc basins')	Cuencas a lo largo de plataformas de arco intraoceánico, que incluyen actividad volcánica.	Arco Izu Bonin	Copper Hill, Complejo Gopher Ridge (Jurásico, California)

Cuencas de intraarco continental ('continental intraarc basins')	Cuencas a lo largo de plataformas con margen de arco continental, que incluyen actividad volcánica.	Lago de Nicaragua	Sierra Nevada, Jurásico temprano (Este de California)
Cuencas de trasarco ('backarc basins')			
Cuencas de trasarco oceánico ('oceanic backarc basins')	Cuencas oceánicas detrás de arcos magmáticos intraoceánicos (incluyendo cuencas de interarco entre arcos activos y remanentes).	Trasarco Marianas	Ofiolita Josephine, Jurásico (norte de California)
Cuencas de trasarco continental ('continental backarc basins')	Cuencas continentales detrás de arcos de margen continental sin cinturones de pliegues y cabalgaduras.	Plataforma Sunda	Triásico Tardío – Jurásico Temprano de la Cordillera de EUA
Cuencas foreland (Cuencas formadas frente a una cadena montañosa y un cratón adyacente)			
Cuencas de retroarco en márgenes continentales ('retroarc foreland basins')	Cuencas de antepaís en las partes continentales de los sistemas de margen continental arco-trinchera.	Falda de los Andes	Antepaís Sevier Cretácico de la Cordillera de EUA
Cuencas colisionales retroforeland ('collisional retroforeland basins')	Cuencas de antepaís formadas en placas que cabalgan en la subducción durante colisiones continentales (pueden tener precursores de retroarco).	Cuenca Oeste de Tarim (China)	Cuenca de Ordos, Triásico-Jurásico (China)
Cuencas rotas retroforeland ('broken retroforeland basins')	Cuencas formadas junto con levantamientos con núcleo de basamento en marcos retroforeland.	Cuencas de las Sierras Pampeanas (Argentina)	Cuencas Laramide de la Cordillera de EUA, Cretácico tardío-Paleógeno
Cuencas proforeland ('proforeland basins')	Cuencas de antepaís situada en el arco externo del orógeno, formadas en corteza continental que es	Golfo Pérsico	Cuenca Suiza Molasse, Cenozoico Medio

Transformante		parte de la placa subducida durante la colisión continental y/o de arco.		
	Cuencas oceánicas remanentes ('remnant oceanic basins')	Cuencas oceánicas en contracción entre márgenes continentales colisionales y/o sistemas de arco-trinchera, y finalmente subducida o deformada con cinturones de sutura.	Bahía de Bengal	Cuenca Ouachita, Pensilvánico-Pérmico
	Cuencas wedgetop ('wedgetop basins')	Cuencas formadas y desplazadas en zonas de empuje.	Cuenca Peshawar (Pakistán)	Apeninos, Neógeno (Italia)
	Cuencas hinterland ('hinterland basins')	Cuencas formadas en corteza continental gruesa detrás de cinturones de pliegues y cabalgaduras foreland.	Meseta de Altiplano (Bolivia)	Cuenca de Zhada, Neógeno (Tibet)
		Margen asociado a fallas transformes de desplazamiento lateral		
	Cuencas transtensionales pull-apart ('transtensional basins')	Cuencas formadas por extensión a lo largo de las curvas de las fallas con saltos hacia la dirección del echado.	Mar Muerto	Cuenca de Magdalena, Carbonífero (Golfo de Saint Lawrence)
	Cuencas transpresionales ('transpressional basins')	Cuencas formadas por acortamiento a lo largo de curvas donde cambia el rumbo de las fallas.	Cuenca de Santa Bárbara, California	Cuenca Dorsal Mioceno, California
	Cuencas transrotacionales ('transrotational basins')	Cuencas formadas por rotación de los bloques de la corteza alrededor de ejes verticales con sistemas de fallas laterales.	Antearco del Oeste Aleutiano (?)	Cuenca Miocena de Los Ángeles (Cuenca Topanga), California

Híbridos o Mixtos	Asociados a distintos aspectos estructurales			
	Aulacógenos ('aulacogens')	Rifts fósiles reactivados con ángulos altos respecto a cinturones orogénicos.	Ensenada Mississippi	Aulacógeno Anadarko, Paleozoico, Oklahoma
	Impactógenos ('impactogens')	Rifts continentales recién formados con ángulos altos respecto a los cinturones orogénicos, sin una historia preorogénica (en contraste con los aulacógenos).	Rift Baikal (distal), Siberia	Graben Rhine (proximal), Europa
	Foreland roto colisional ('collisional broken foreland')	Cuencas mixtas formadas en una corteza continental deformada debido a colisiones.	Cuenca Qaidam, China	Cuencas de las Rocallosas Ancestrales de la Cordillera de EUA, Pensilvánico-Pérmico
	Cuencas halocinéticas ('halokinetic basins')	Cuencas formadas debido a la deformación de cuerpos salinos, más comúnmente en zonas marginales continentales progradantes y proforelands.	Mini cuencas del Golfo de México profundo	Cuenca La Popa, Cretácico-Paleógeno, México
	Cuencas de impacto por meteoritos ('bolide basins')	Depresiones en la superficie de la Tierra, resultado de impactos extraterrestres.	Cráter Meteor, Arizona	Cuenca Chicxulub, Cretácico-Paleógeno, México
	Cuencas consecuentes ('successor basins')	Cuencas formadas en marcos intermontanos tras el cese de la actividad tectónica orogénica.	Cuenca Sur, Arizona	Cuenca Sustut (?), Paleógeno, Columbia Británica

Tabla 2.1. Clasificación de las cuencas sedimentarias (Tomado de Ingersoll, 2012).

2.3. Mecanismos de subsidencia y preservación del potencial

Las superficies de depositación tienen subsidencia debido a algunos de los procesos indicados en la Tabla 2.2 (Dickinson, 1974b, 1976a, 1993; Ingersoll y Busby, 1995):

1) Adelgazamiento de la corteza	Estiramiento extensional. Erosión durante el levantamiento. Retracción magmática.
2) Engrosamiento de la capa litosférica	Conversión de la astenósfera al manto litosférico durante el enfriamiento seguido del cese de estiramiento y/o calentamiento.
3) Carga sedimentaria y volcánica	Compensación isostática local de la corteza y/o flexura litosférica regional durante la sedimentación y el vulcanismo.
4) Carga tectónica	Compensación isostática local de la corteza y/o flexura litosférica regional durante el desarrollo de cabalgaduras o engrosamiento por plegamiento.
5) Carga subcortical	Flexura litosférica durante la adición de base cortical (“underplating”) de una litósfera densa.
6) Flujo astenosférico	Efectos dinámicos de flujo astenosférico, comúnmente debido al descenso o delaminación de litósfera subducida.
7) Densificación de la corteza	Incremento de densidad de la corteza, debido a cambios de condiciones de presión-temperatura y/o emplazamiento de magmas de mayor densidad en una corteza de menor densidad.

Tabla 2.2. Mecanismos de subsidencia (Tomada de Ingersoll, 2012)

En la figura 2.1 se ilustran los principales procesos que originan el adelgazamiento de la corteza, lo que ocurre durante las primeras etapas de la extensión (por ejemplo, se crean fracturas y hundimiento en cuencas

transtensionales) y el engrosamiento del manto de la litósfera domina tras el inicio de expansión del fondo oceánico.

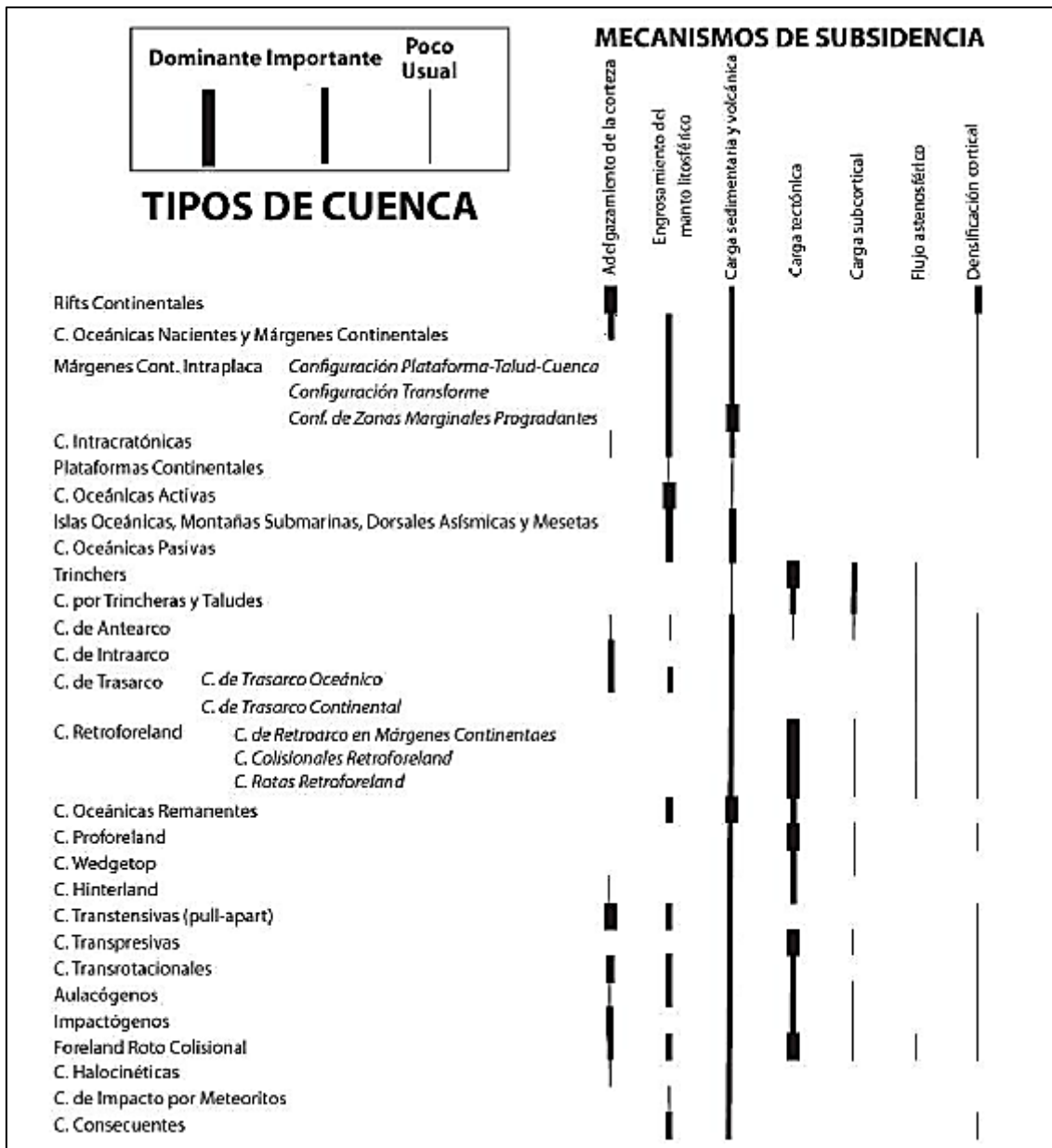


Figura 2.1. Mecanismos de subsidencia de una cuenca sedimentaria (Tomada de Ingsoll, 2012).

La carga de sedimentos domina a lo largo de los límites de la corteza continental-oceánica, que son suministrados por los principales ríos y deltas (por ejemplo, plataformas continentales y cuencas oceánicas remanentes). La carga tectónica domina en lugares donde predomina el acortamiento de la

corteza terrestre (por ejemplo, fosas y cuencas de antepaís). Los otros tres tipos de mecanismos de subsidencia son generalmente subordinados.

La diversidad de ambientes tectónicos y estructurales de las cuencas sedimentarias determina que varían mucho en tamaño, tiempo de vida y potencial de preservación (Fig. 2.2), (Ingersoll, 1988; Ingersoll y Busby, 1995; Woodcock, 2004).

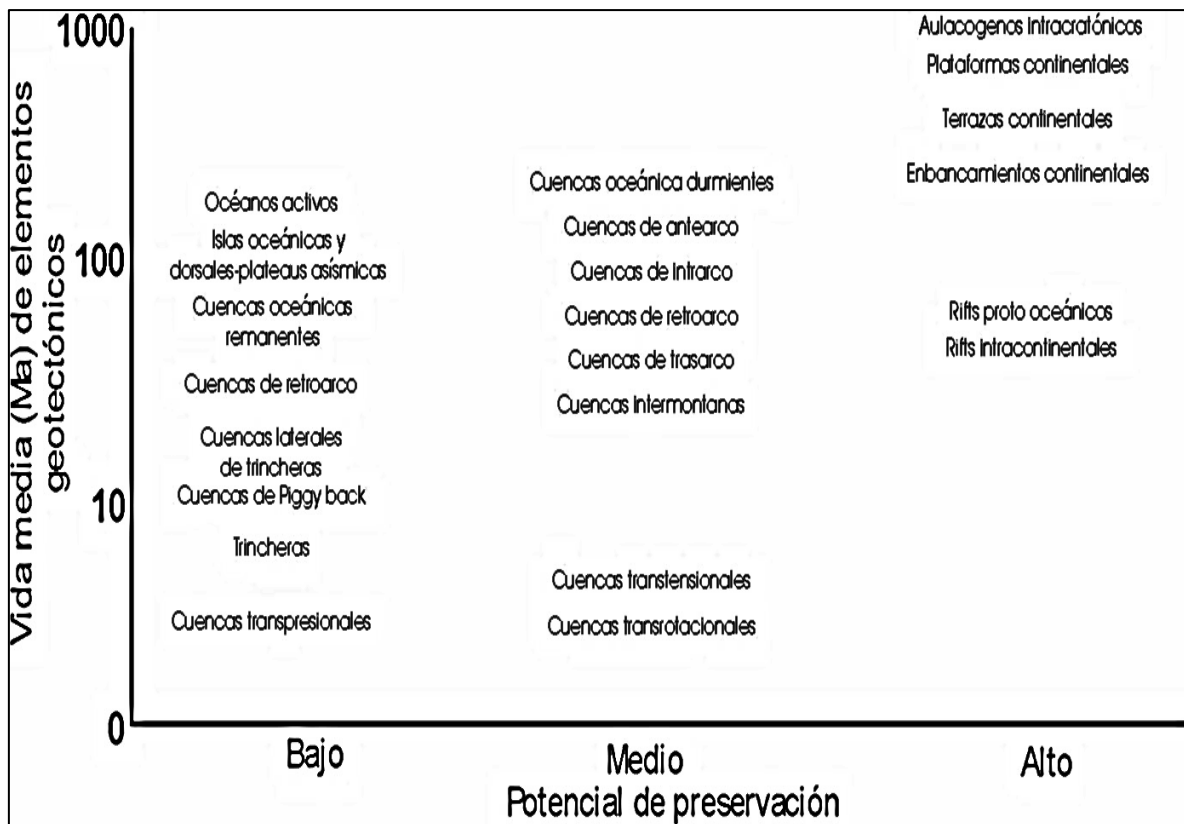


Figura 2.2. Potencial de preservación de una cuenca sedimentaria (Tomada de Ingersoll, 2012).

En varias cuencas sedimentarias, un gran volumen de acumulaciones de sedimentos están destinados a ser destruidos relativamente poco tiempo después de la depositación (por ejemplo, la mayoría de las cuencas que residen en la corteza oceánica o en entornos orogénicos rápidamente edificantes); por el contrario, las cuencas formadas durante y después del

proceso de extensión de la corteza continental (por ejemplo, los rifts continentales pueden convertirse en expansión del fondo marino o dejar de hacerlo); tienen un alto potencial de conservación, ya que desaparecen y son enterrados bajo depósitos intraplaca siguientes al rifting.

Por otro lado, las secuencias estratigráficas a lo largo de los márgenes continentales intraplaca están destinadas a ser subducidos parcialmente a medida que se mueven las placas en las trincheras, preservando así los moderados niveles corticales como terrenos altamente deformados y metamorfoseados.

Dichos terrenos metasedimentarios y metavolcánicos, junto a voluminosos sedimentos remanentes son depositados en las cuencas oceánicas; estos son los principales cuerpos de roca que participan en la construcción de la corteza continental, aunque sus propios sustratos (corteza oceánica) estén hundidos en su mayoría (Graham y colaboradores, 1975; Ingersoll y colaboradores, 1995, 2003).

2.4. Marco tectónico divergente

2.4.1. Desarrollo de rift secuencial y separación continental

Independientemente de los mecanismos de iniciación de rifting, los rifts continentales pueden experimentar dos opciones:

- "Rifting Exitoso", que evoluciona a una expansión de piso oceánico para formar cuencas oceánicas nacientes (Ingersoll y Busby, 1995; Leeder, 1995), las cuales evolucionan a cuencas oceánicas activas con márgenes de intraplaca a su desarrollo entre dos placas.

- "Rifting Abortado", que no evoluciona a cuencas oceánicas nacientes, y por el contrario produce rifts fósiles, comúnmente superpuesta por cuencas intracratónicas (Sengor, 1995) y aulacógenos.

2.4.1.1. Rifts continentales

Las cuencas de rift continental, como su nombre lo indica, se desarrollan en la corteza continental en un ambiente continental; si el proceso continúa se puede llegar a desarrollar una cuenca oceánica naciente limitada por un margen pasivo.

Este tipo de cuenca consiste de un semigraben (Figura 2.3) o un graben (Figura 2.4) separados de altos topográficos por medio de un sistema de fallas normales.

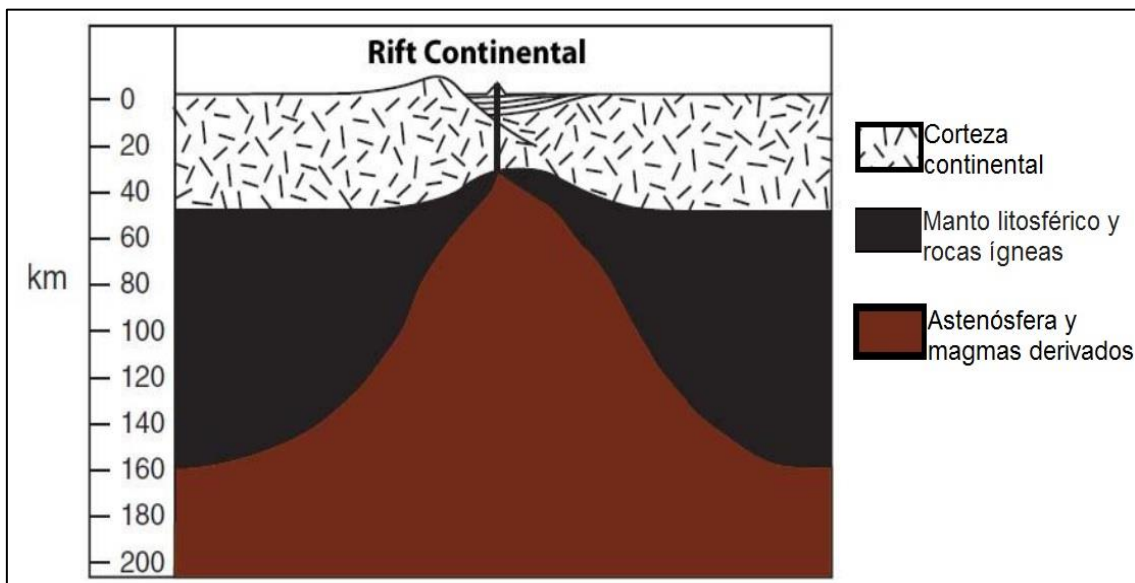


Figura 2.3. Modelo actualístico de 'Rift continental' con un semigraben (Tomado de Ingersoll, 2012).

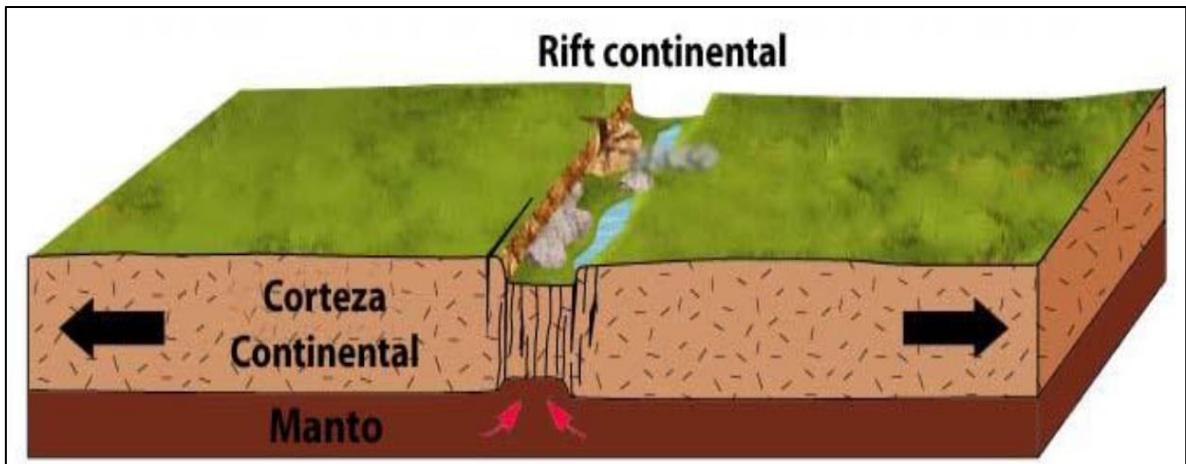


Figura 2.4. Modelo 3D de un rift continental con un graben (Tomado de Romero, 2013).

2.4.1.2. Cuencas oceánicas nacientes y márgenes continentales

Así como la litósfera continental está sujeta a extensión y adelgazamiento, la astenósfera se eleva muy cerca de la superficie (Figura 2.5). El Mar Rojo es un tipo de cuenca oceánica naciente con expansión del piso oceánico activo, donde ocurre sedimentación de carbonatos y clásticos a lo largo de los márgenes (Purser y Bosence, 1998; Bosworth y colaboradores, 2005).

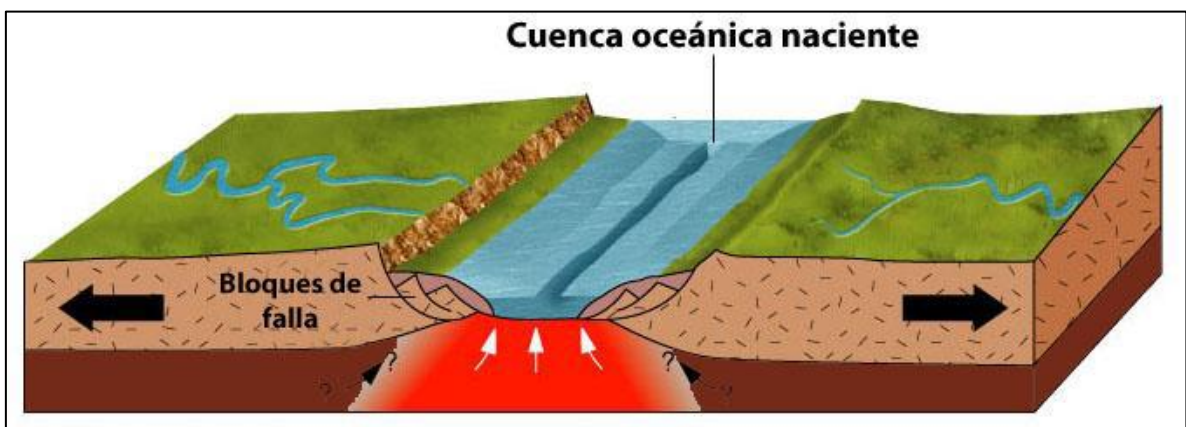


Figura 2.5. Modelo 3D de una cuenca oceánica naciente (Tomado de Romero, 2013).

Durante la transición del rifting continental a la expansión del piso oceánico, se forma la corteza transicional, ya sea como corteza continental con extensión (cuasi-continental) o como corteza basáltica rica en sedimentos

(cuasi-oceánica) (Dickinson, 1974; Ingersoll, 2008a). El rifting continental evoluciona a expansión del piso oceánico sólo cuando hay una ausencia significativa de sedimentos, por lo que esa corteza oceánica es el único material sólido con el cual pueden interactuar los magmas astenosféricos que se elevan (Einsele, 1985, Nicolás, 1985). Por lo que un espesor significativo de corteza transicional se forma típicamente en los márgenes de cuencas oceánicas nacientes, antes de la iniciación de la verdadera expansión del piso oceánico.

2.5. Marco tectónico intraplaca

2.5.1. Márgenes continentales intraplaca

Las cuencas oceánicas nacientes evolucionan a grandes océanos (tipo Atlántico), por lo que dos continentes divergen a lo largo de dorsales de expansión. Durante este proceso de evolución, los nuevos márgenes continentales de rift con levantamiento de flancos de rift se enfrían y se hundén, así como se mueven desde la expansión de la dorsal. A este proceso se le conoce como transición “rift-to-drift”, en donde un marco divergente evoluciona a un marco intraplaca (Dickinson, 1974; Ingersoll y Busby, 1995).

2.5.1.1. Configuración plataforma-talud-cuenca

La mayoría de los márgenes continentales intraplaca maduros consisten de una cuña que aumenta de espesor hacia el mar con depósitos de plataforma en la parte superior de la corteza continental, los cuales son más delgados hacia el mar.

La corteza transicional subyace la transición hacia el mar de depósitos gruesos de plataforma a depósitos finos de talud, que a su vez, se combinan en depósitos gruesos turbidíticos de dorsal y planicie abisal en la corteza oceánica (Bond y colaboradores, 1995; Ingersoll y Busby, 1995). La mayoría de los márgenes continentales Atlánticos modernos tienen esta configuración (Figura 2.6), con ambientes en donde los carbonatos predominan a bajas latitudes, careciendo de una amplia contribución clástica.

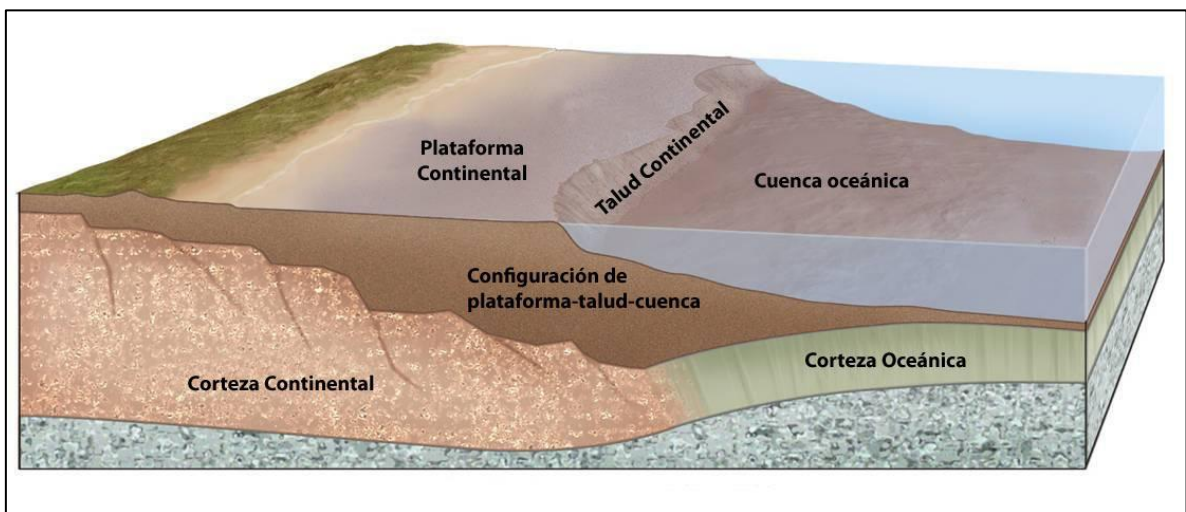


Figura 2.6. Modelo 3D de la configuración plataforma-talud-cuenca (Tomado de Romero, 2013).

2.5.1.2. Configuración transformante

Son los márgenes continentales intraplaca que se originan a lo largo de límites transformantes, en lugar de límites de rift, teniendo prismas de sedimentos más estrechos y una corteza transicional. La costa sur del oeste de África ejemplifica este modelo.

2.5.1.3. Zonas marginales continentales progradantes

Los grandes ríos que se forman a lo largo de los márgenes continentales intraplaca comúnmente se originan por rifts fósiles que tienden a un alto ángulo de los márgenes (Ingersoll y Busby, 1995). Los mejores ejemplos están en el Delta de Nigeria (Burke, 1972) y el Delta del Misisipi (Galloway y

colaboradores, 2000), donde el borde de plataforma ha progradado sobre la corteza oceánica porque el espesor sedimentario máximo aumenta la carga isostática (16-18 km; Kinsman, 1975), por lo que ha alcanzado el interior del borde de plataforma. En el caso de la Costa del Golfo de México, en el sector sur de EUA, gran cantidad de ríos, además del Misisipi han contribuido a una progradación considerable del margen continental en un área extensa.

2.5.2. Cuencas intracratónicas

La mayoría de las cuencas intracratónicas (ej. Cuenca Michigan) sobreyacen rifts fósiles (ej., Howell y van der Pluijm, 1999); los periodos renovados de subsidencia en las cuencas cratónicas, generalmente pueden correlacionarse a cambios en el esfuerzo litosférico relacionado a la actividad orogénica en cinturones orogénicos cercanos (DeRito y colaboradores, 1983). La subsidencia ocurre cuando disminuye la rigidez litosférica, permitiendo una masa sin compensar en la corteza superior (remanentes de rifts fósiles) para hundirse en un área extensa.

2.5.3. Plataformas continentales

Las secuencias estratigráficas primarias cratónicas reflejan eventos tectónicos globales y eustáticos, aunque la dinámica del manto, los eventos locales y regionales también influyen en las plataformas continentales. En contraste, a las cuencas intracratónicas, las plataformas acumulan capas de sedimentos de espesor uniforme a escalas continentales. Las secuencias estratigráficas de plataforma son transicionales a márgenes continentales, cuencas intracratónicas, cuencas foreland y otros marcos tectónicos a lo largo de los márgenes continentales (Ingersoll y Busby, 1995).

2.5.4. Cuencas oceánicas activas

Se forman cuando ocurre un decaimiento termal sistemático exponencial de la litósfera oceánica, a medida que se aleja de la expansión en las dorsales, lo que se expresa por un incremento en la profundidad del agua con la edad de la corteza oceánica (Sclater y colaboradores, 1971; Stein y Stein, 1992), (Figura 2.7).

Así como la corteza oceánica se hunde con la edad y distancia desde la expansión de las dorsales, los depósitos pelágicos y hemipelágicos se acumulan (Berger, 1973). El lodo de carbonato se acumula por arriba de la Profundidad de Compensación de los Carbonatos (PCC) (~3 000-4 500 [m]), la cual se deprime en áreas con alta productividad biológica; el lodo silíceo se acumula por encima de la Profundidad de Compensación del Sílice (PCS); y sólo la arcilla abisal se acumula debajo de la PCS. El resultado es una estratigrafía dinámica y predecible de acuerdo a la edad, profundidad y paleolatitud de la corteza oceánica, con sus correspondientes facies depositacionales oceánicas.

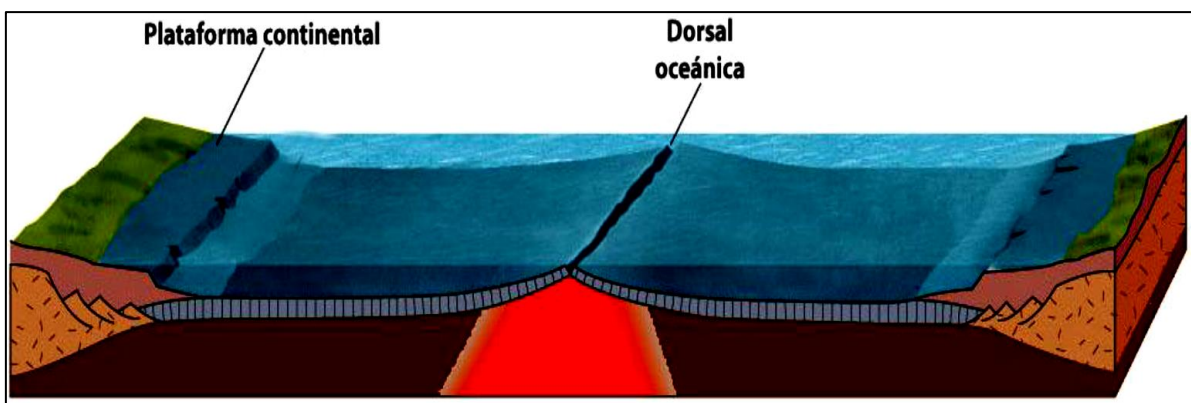


Figura 2.7. Modelo 3D de una cuenca oceánica activa (Tomado de Romero, 2013).

2.5.5. Islas oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas y mesetas

Las islas, montañas submarinas, dorsales, y mesetas se hundan térmicamente así como las placas oceánicas migran a una distancia considerable de las dorsales oceánicas. Las anomalías termales independientes a las dorsales oceánicas (ej. Hot spots) crean nuevas islas, dorsales y mesetas, que pueden tener historias de subsidencia complejas, dependiendo de sus historias magmáticas. Clague (1981) dividió la historia post-volcánica de las montañas submarinas en tres etapas secuenciales: subaérea, de agua somera y de agua profunda.

2.5.6 Cuencas oceánicas pasivas o estables

Las cuencas pasivas tienen como piso a la corteza oceánica, y ésta no sufre procesos ni de expansión, ni de subducción; por lo que no hay márgenes de placa activos dentro de la cuenca (Ingersoll y Busby, 1995).

Este marco contrasta con las cuencas oceánicas activas, que incluyen por lo menos una dorsal de expansión activa (ej. Océanos Atlántico, Pacífico e Índico); y con las cuencas oceánicas remanentes, que son pequeños océanos contraídos, delimitados por lo menos por una zona de subducción (ej. Bahía Bengala y Golfo Huon). El término “pasivo” implica que no existe actividad orogénica dentro o cerca de la cuenca; y “oceánico”, implica que la cuenca se encuentra subyugada por litósfera oceánica, a diferencia de las cuencas intracratónicas, que están típicamente subyugadas por litósfera continental y parcialmente por un rift (Ingersoll y Busby, 1995).

2.6. Marco tectónico convergente

2.6.1. Sistemas arco-trincheras

Los sistemas arco-trincheras se pueden clasificar fundamentalmente en tres tipos (Dickinson y Seely, 1979; Dewey, 1980): Extensional, Neutral y Compresional; siendo los factores más importantes en el comportamiento de estos los siguientes: Tasa de convergencia, Edad de la placa y Echado de la placa.

Casi todos los arcos modernos que miran hacia el este (ej. Marianas) son extensionales, con subducción de la litósfera vieja con ángulos pronunciados. También, casi todos los arcos que miran hacia el oeste (ej. Los Andes) son compresionales, con subducción de la litósfera joven, con ángulos bajos. La mayoría de los arcos que migran hacia el sur (ej. Las Aleutianas) son neutrales, con subducción de la litósfera de edad mediana, con ángulos moderados. No existen arcos que migren al norte. El modelo generalizado para los sistemas de marcos tectónicos convergentes se muestra en la Figura 2.8, donde se observa que las principales cuencas son la trinchera, la cuenca de antearco, trasarco y foreland.

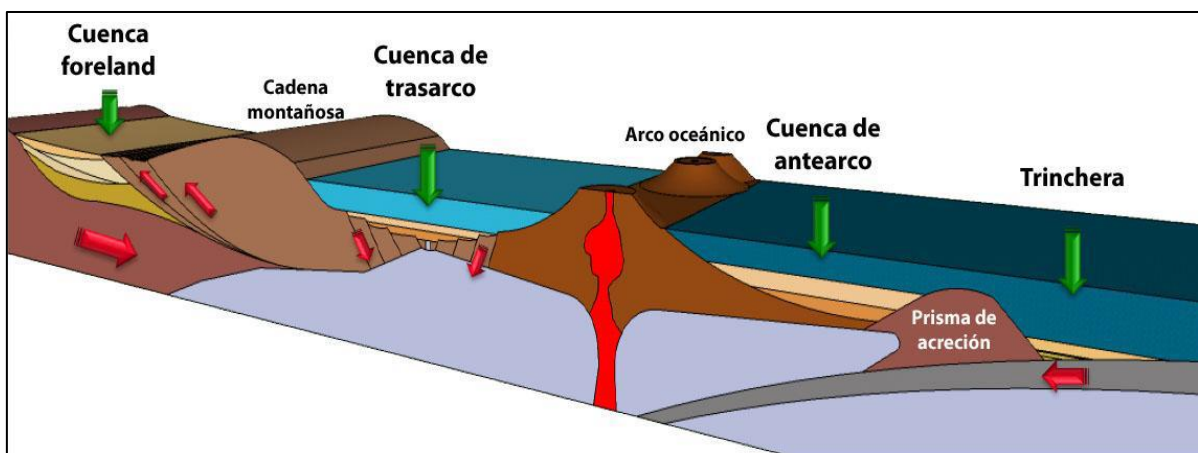


Figura 2.8. Modelo 3D generalizado para los marcos tectónicos convergentes (Tomado de Romero, 2013).

2.6.1.1 Trincheras

Las trincheras son extensas depresiones que pueden tener grandes profundidades y cuyo relleno sedimentario depende de su posición con respecto al continente. La cuña de sedimentos de una trinchera está en equilibrio dinámico cuando la tasa y el ángulo de subducción, el espesor de sedimento en la placa oceánica, la tasa de sedimentación y la distribución de sedimento dentro de la trinchera sea constante. Con el incremento de aporte transversal de sedimentos a la trinchera, el canal axial de la cuña de la trinchera es forzada hacia el mar y la trinchera se ensancha (Underwood y Moore, 1995).

2.6.1.2 Cuencas por trincheras y taludes

El modelo de este tipo de cuencas fue propuesto por Moore y Karig (1976), en donde se observa la sedimentación en pequeñas cuencas estancadas a lo largo de las paredes internas de las trincheras. La deformación que ocurre dentro y en los complejos de subducción resultan en una batimetría irregular; las turbiditas se depositan dentro de las cuencas en el entorno de las trincheras y taludes. El promedio de la anchura, espesor de los sedimentos, y edad de las cuencas aumenta hasta el talud, debido al levantamiento progresivo del material deformado y extendido del espaciamiento de las fallas durante la deshidratación y deformación de los sedimentos.

En los complejos de subducción antiguos, las cuencas por trincheras y taludes están rellenas por turbiditas locales relativamente sin deformar, rodeadas por un material acrecionado altamente deformado de origen variable.

2.6.1.3 Cuencas de antearco

Las cuencas de antearco se forman entre el prisma de acreción y el arco volcánico (Figura 2.9), su subsidencia se encuentra marcada por la carga de sedimentos (Romero, 2013). La clasificación de los sistemas de arco-trinchera propuesta por Dickinson (1995) resalta en que la tectónica de placas gobierna la iniciación de la subducción, además del posible desarrollo de cuencas de antearco.

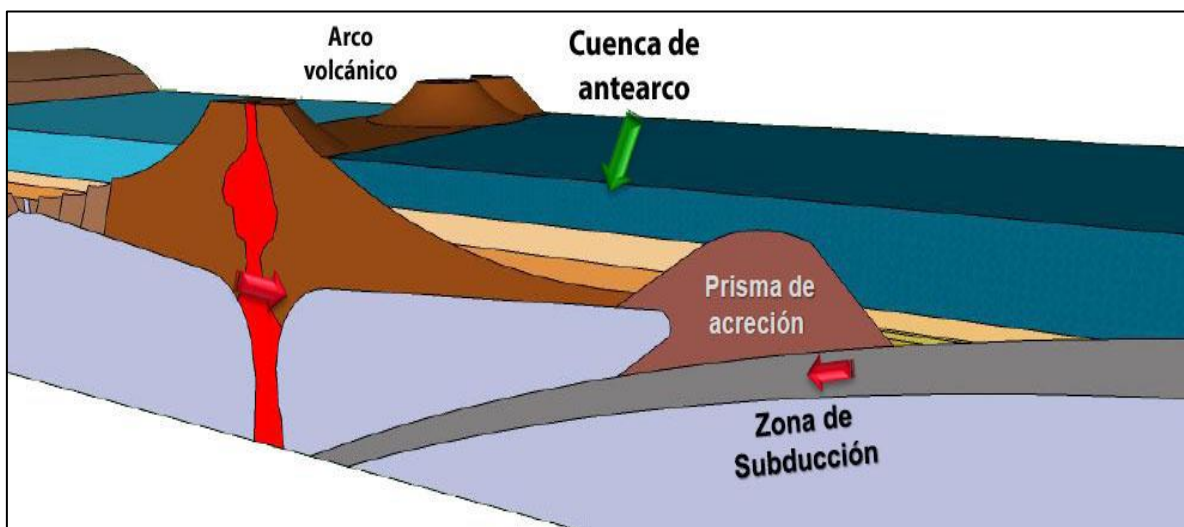


Figura 2.9. Modelo 3D de una cuenca de antearco (Tomado de Romero, 2013).

Los factores que controlan la geometría del antearco son:

1. Configuración inicial
2. Espesor del sedimento en la placa subducida
3. Tasa de aporte de sedimentación a la trinchera
4. Tasa de aporte de sedimentación al área de antearco
5. Tasa y orientación de la subducción
6. Tiempo desde la iniciación de la subducción

2.6.1.4 Cuencas de intraarco

El origen de cuencas dentro de arcos magmáticos en general no se tiene bien entendido, en gran parte debido a la escasez de estudios que integran

análisis de volcanología, de sedimentología y de cuencas (Ingersoll, 1988; Ingersoll y Busby, 1995). Un elemento disuasorio adicional para la mayoría de los sedimentólogos es el hecho de que los arcos se caracterizan por altos flujos de calor, con gradientes geotérmicos altos y un intenso magmatismo; además que están sujetos comúnmente a un acortamiento cortical en un tiempo de su historia evolutiva.

2.6.1.4.1 Cuencas oceánicas de intraarco

Las cuencas intraoceánicas se ubican dentro del arco volcánico en un margen con corteza oceánica relacionada (Figura 2.10).

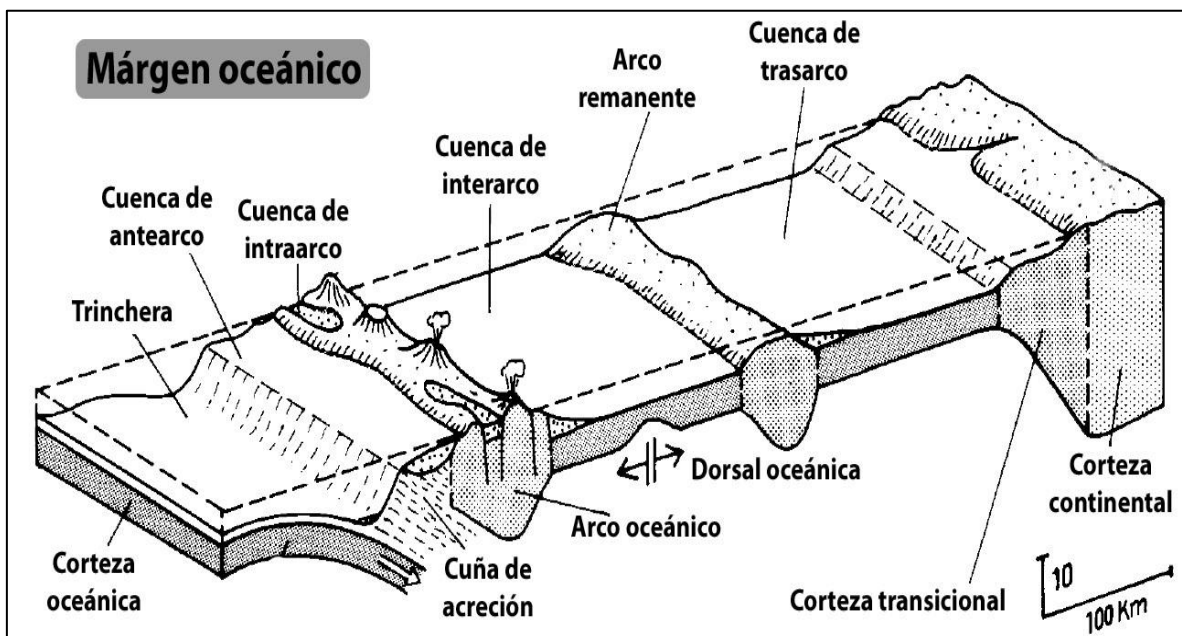


Figura 2.10. Modelo 3D de cuencas asociadas a un margen oceánico convergente (Tomado de Einsele, 1992).

Existen por lo menos tres tipos principales de depocentros para acumulaciones sedimentarias dentro de los arcos (Ingersoll y Busby, 1995; Smith y Landis, 1995); éstos pueden ocurrir en regiones bajas entre volcanes y a lo largo de sus flancos; aunque estos tienen un potencial de preservación alto, sólo por debajo del nivel del mar (generalmente en arcos oceánicos). Además, los depocentros con altos potenciales de preservación se pueden

formar cuando el eje del arco volcánico cambia a una nueva posición en una plataforma de arco oceánico, creando así una región baja entre la cadena activa y la cadena abandonada.

2.6.1.4.2 Cuencas continentales de intraarco

De la misma manera que las cuencas oceánicas de intraarco, éstas se encuentran dentro del arco volcánico, pero en este caso asociado a un margen continental (Figura 2.11).

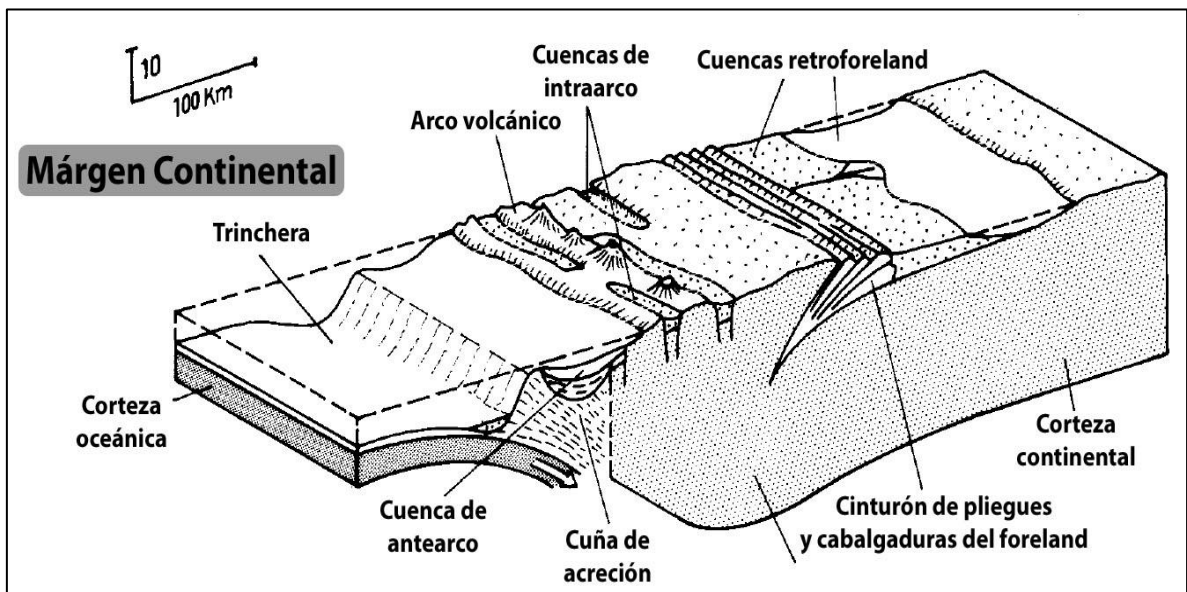


Figura 2.11. Modelo 3D de cuencas asociadas a un margen continental convergente (Tomado de Einsele, 1992).

Los mecanismos más importantes para la acumulación y preservación de sucesiones estratigráficas gruesas en arcos continentales parecen ser en escala descendente (Busby-Spera, 1988; Busby-Spera y colaboradores, 1990), considerando los siguientes procesos:

1. Extensión o transtensión de escala de margen de placa.
2. Extensión en una escala más local durante el emplazamiento de un plutón o batolito.

3. Subsistencia localizada de calderas durante erupciones de gran volumen de ignimbritas.

2.6.1.5 Cuencas de trasarco

Existen dos tipos de cuencas de trasarco: cuencas oceánicas detrás de los arcos magmáticos intraoceánicos y cuencas continentales detrás de los arcos de margen continental (Figura 2.12) con ausencia de cinturones de pliegues y cabalgaduras (Ingersoll y Busby, 1995).

Muchas cuencas de trasarco son de origen extensional, formados por rifting y expansión del piso oceánico (Marsaglia, 1995). Estas cuencas se originan comúnmente a través del rifting del arco, así como a lo largo de sus ejes (intraarco) o inmediatamente al frente de la parte trasera de su eje. El término “cuenca de interarco” (Karig, 1970) ha sido ampliamente sustituido por el término “cuenca de trasarco”, pero puede ser usado donde el rifting ha ocurrido a lo largo o cerca del eje de un arco, produciendo eventualmente un arco remanente detrás de la cuenca de trasarco.

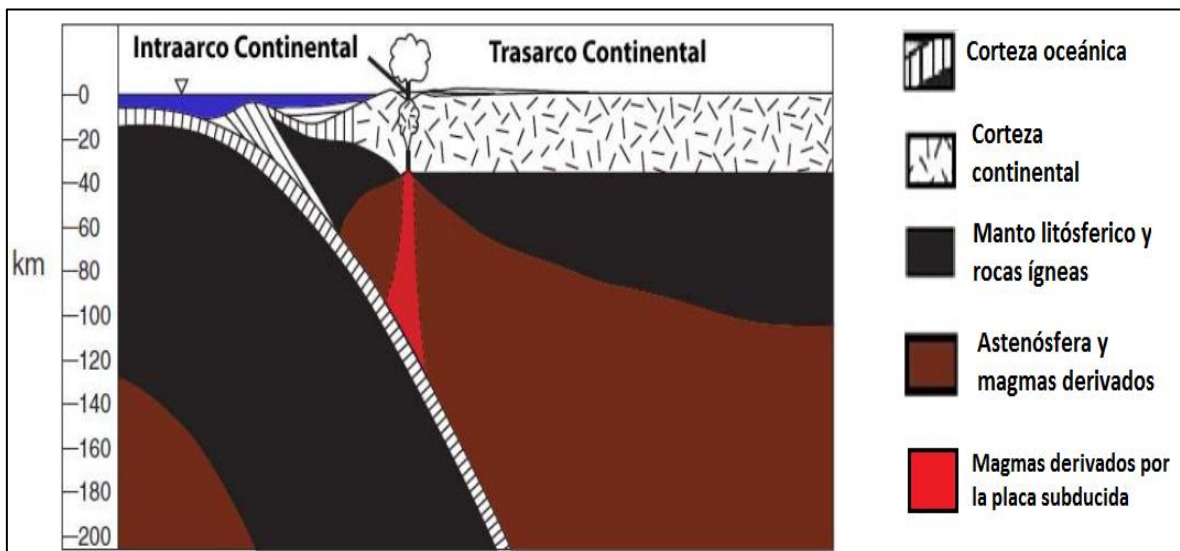


Figura 2.12. Modelo actualístico de la 'Cuenca de trasarco continental' e 'Intraarco continental' (Tomado de Ingersoll, 2012).

2.6.1.5.1 Cuencas oceánicas de trasarco

Las cuencas oceánicas de trasarco modernas pueden distinguirse de otras cuencas por su posición detrás de los sistemas de arco-trinchera activos o inactivos (Taylor y Karner, 1983; Marsaglia, 1995). Dichas características diagnósticas comúnmente no se preservan en cuencas de trasarco antiguas, pues comúnmente experimenta metamorfismo y modificaciones estructurales durante el emplazamiento en zonas orogénicas, como ofiolitas. Es así que, las cuencas oceánicas extensionales de trasarco generalmente tienen tiempos de vida más cortos que las cuencas de intraarco.

2.6.1.5.2 Cuencas continentales de trasarco

Una cuenca de trasarco continental moderna, con un régimen de esfuerzo neutral es la Plataforma Sunda de Indonesia. Una serie similar de evolución de cuencas de trasarco a retroforeland se desarrolló durante el Mesozoico en el oeste de EUA (Dickinson, 1981; Lawton, 1994; Ingersoll, 1997, 2008).

En cualquier caso, un trasarco extensional puede evolucionar en un trasarco neutral, el cual puede evolucionar a una cuenca retroforeland. Los regímenes de esfuerzos variables en marcos de trasarco y retroarco son comunes.

2.6.1.6 Cuencas foreland

Los sistemas compresionales de arco-trinchera usualmente desarrollan cuencas foreland detrás de los arcos, debido a la subducción parcial de la corteza continental debajo de los orógenos de arco (Dickinson, 1974, DeCelles y Giles, 1996).

Las 'cuencas foreland' es un término usado para describir una cuenca que se ubica entre un cinturón orogénico y un cratón (Allen y colaboradores, 1986). Por lo tanto, aunque "trasarco" y "retroarco" son literalmente sinónimos, el primero es usado para sistemas arco-trinchera extensionales y neutrales, mientras que el segundo es usado para sistemas arcotrinchera compresionales (Dickinson, 1974).

2.6.1.6.1 Cuencas retroforeland

Las cuencas retroforeland se forman en las placas superiores de los márgenes convergentes, y las cuencas proforeland se forman en las placas inferiores de los márgenes convergentes.

Las cuencas retroforeland tienden a tener historias más largas que las cuencas proforeland (Figura 2.13), debido a que la primera comúnmente inicia durante la subducción de la litósfera oceánica (ej. Retroforeland de los Andes), mientras que las cuencas proforeland no existen hasta que la corteza continental superior entra en contacto en las zonas de subducción (colisión inducida), (Dickinson, 1974; Ingersoll, 1988; Cloos, 1993; Ingersoll y Busby, 1995). Con el fin de aclarar estas distinciones, Ingersoll (2012) propuso que los retroforeland se subdividan en foreland de retroarco (formados detrás de arcos de margen continental. Ej. Los Andes) y en retroforeland colisionales (formados por la placa continental por encima durante la colisión continental. Ej. Cuenca foreland del Sur de los Alpes). El término general "retroforeland" puede ser usado para cualquier cuenca foreland en la placa superior del margen convergente, mientras los términos más restringidos pueden ser usados para designar si la corteza oceánica o continental ha sido subducida en el lado opuesto del orógeno.

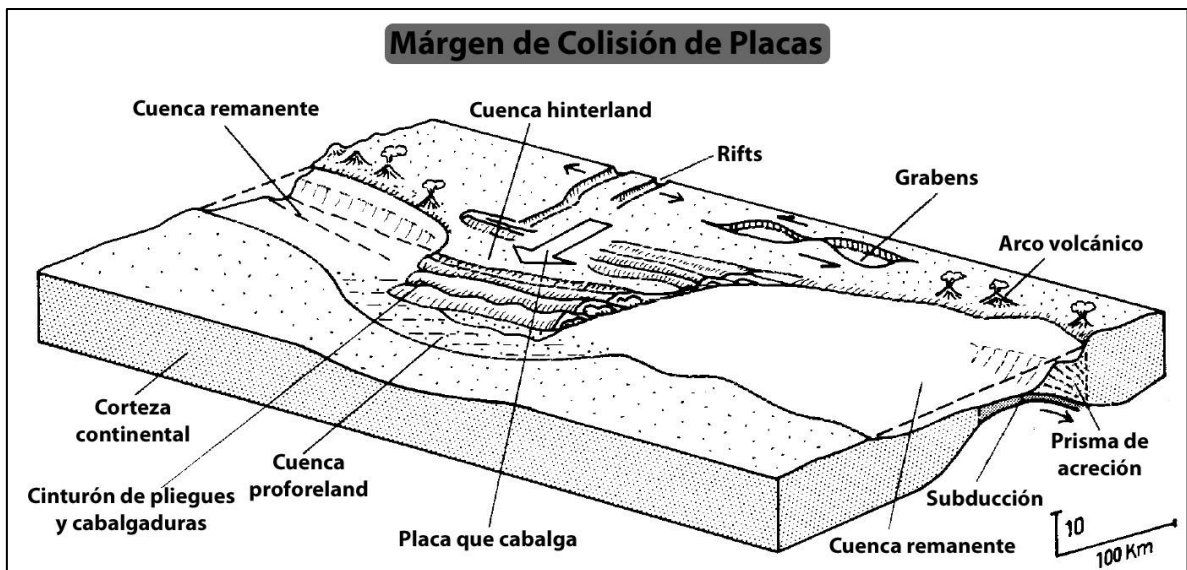


Figura 2.13. Modelo 3D de cuencas asociadas a un margen de colisión continental (Tomado de Einsele, 1992).

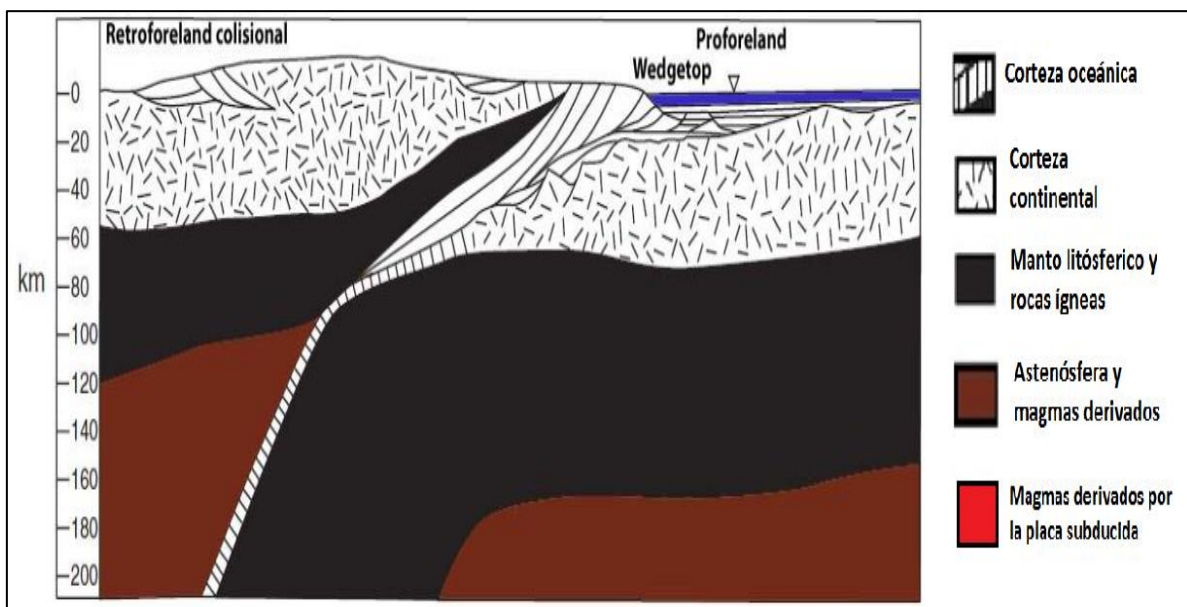
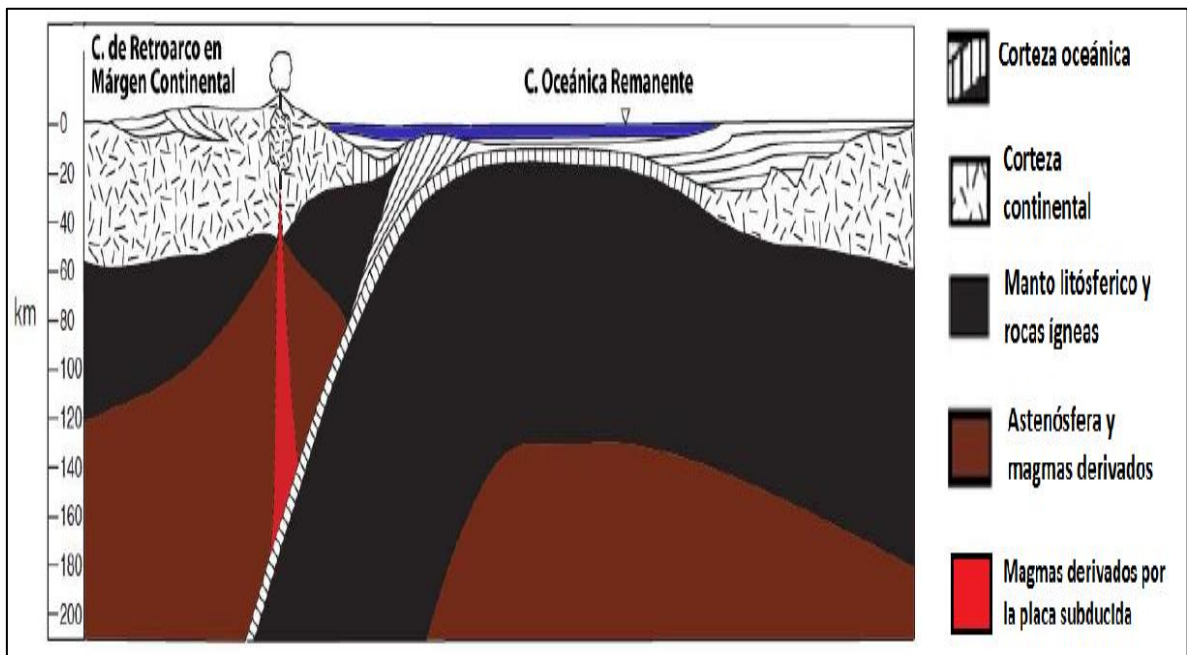
- **Cuencas foreland de retroarco**

Jordan (1981) presentó un análisis de la cuenca foreland de retroarco asimétrica Cretácica asociada con el cinturón de cabalgaduras de Idaho-Wyoming. Se usó un modelo elástico bidimensional para mostrar cómo la carga de las cabalgaduras y la carga sedimentaria resultó en una flexura de la litósfera (Figura 2.14). La ubicación de la flexura máxima migró hacia el este, así como las cabalgaduras migraron en la misma dirección. El área de la subsidencia se ensanchó debido a la redistribución erosional y depositacional de la actividad tectónica en cinturones de pliegues y cabalgaduras, y posiblemente mejoró por el alto nivel del mar eustático del Cretácico Tardío.

Cuencas retroforeland colisionales

La cuenca retroforeland colisional del Sur de los Alpes se desarrolló al mismo tiempo que la orogénesis Alpina, así como la placa Europea se subducía debajo de Adria (Bertotti y colaboradores, 1998; Carrapa, 2009),

(Figura 2.15). La evolución del Cretácico tardío de esta cuenca foreland comenzó en un marco de retroarco, pero se desarrolló a una cuenca retroforeland colisional concurrente con la orogénesis Alpina, y el desarrollo de la mejor conocida cuenca proforeland del Norte de los Alpes (molasse), (Bertotti y colaboradores, 1998).



Las secuencias foreland del Triásico-Jurásico de la cuenca de Ordos de China central representan la deposición de una cuenca retroforeland colisional relacionada a la sutura de los bloques del Norte y Sur de China (Sitian y colaboradores, 1995; Ritts y colaboradores, 2009).

- **Cuencas retroforeland rotas**

El ángulo bajo de la subducción debajo de sistemas compresionales de arco-trinchera pueden dar como resultado una deformación del basamento dentro de las cuencas foreland de retroarco (Figura 2.16), (Dickinson y Snyder, 1978; Jordan, 1995).

La región de las Montañas Rocallosas del oeste de EUA es el ejemplo antiguo mejor conocido de este estilo de deformación; provincias modernas similares se han documentado en el foreland de los Andes (Jordan, 1995).

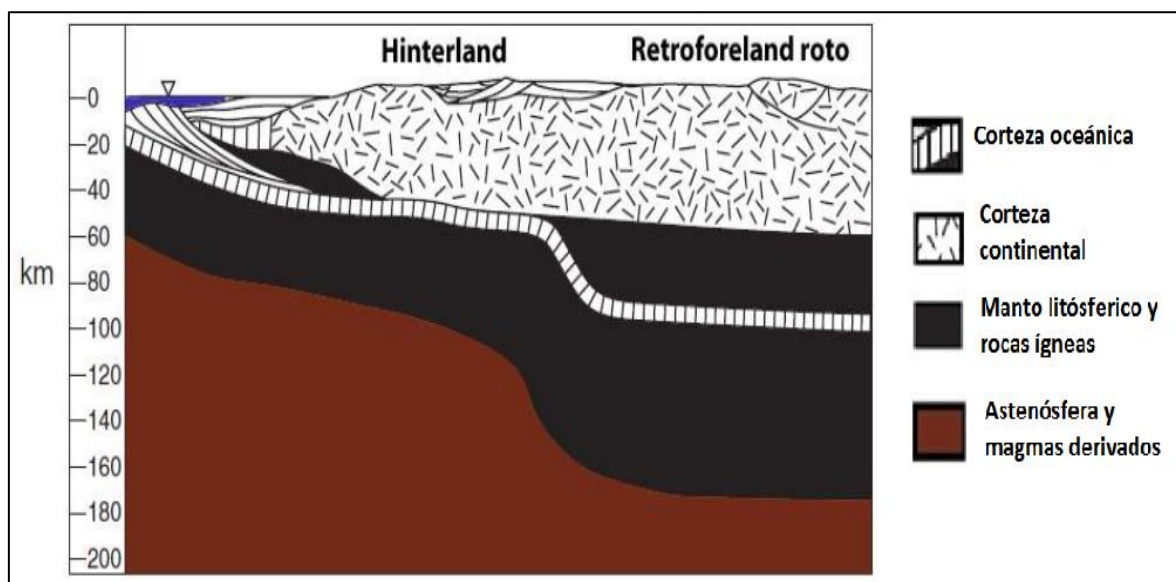


Figura 2.16. Modelo actualístico de la 'Cuenca retroforeland rota', así como de 'Hinterland' (Tomado de Ingersoll, 2012).

- **Cuencas proforeland**

Así como la colisión continental ocurre entre un margen continental con rift y la zona de subducción de un sistema arco-trinchera, una carga tectónica

se coloca en el margen del rift, primero debajo del nivel del mar, y luego subaéreo (Dickinson, 1974; Ingersoll, 1988; Miall, 1995).

Una cuenca proforeland se forma de la misma manera en que la litósfera elástica se flexiona bajo una invasión de carga dinámica. El fallamiento normal enfrente de la carga dinámica y el levantamiento de un forebulge son respuestas iniciales a la flexura, así como a la invasión de la carga dinámica en el foreland (Bradley y Kidd, 1991; Miall, 1995; DeCelles y Giles, 1996).

2.6.1.7 Cuencas oceánicas remanentes

En cinturones de sutura durante la subducción, o en el segmento continental superior (no subducido), o en la corteza de arco magmático, ocurre una deformación intensa. La sutura de los cinturones puede involucrar márgenes de rift continental y márgenes continentales de arco magmático (cierre terminal de una cuenca oceánica) o varias combinaciones de estos.

Ingersoll y colaboradores (1995, 2003) revisaron gran cantidad de cuencas oceánicas remanentes, tanto modernas como antiguas, y demostraron que los abanicos submarinos en cuencas oceánicas remanentes representan las acumulaciones más grandes de sedimentos en la Tierra. El abanico moderno Bengal es el cuerpo de sedimentos más grande, y el abanico Indus es el segundo más grande; ambos derivados del área más elevada de la Tierra, la Placa Tibetana y el Himalaya.

2.6.1.8 Cuencas wedgetop

Ori y Friend (1984) definieron las “cuencas piggyback” como cuencas que se formaron y rellenaron mientras fueron llevadas en movimiento como capas de empuje. DeCelles y Giles (1996) sugirieron la palabra “wedgetop” como un término más general, que incluye tanto cuencas “piggyback” como las

de “thrust-top”. Las cuencas wedgetop (Figura 2.17) se desarrollan en condiciones dinámicas con acumulación de sedimentos de espesores reducidos; un aporte subordinado del arco y terrenos de basamento (Critelli y Le Pera, 1994; Trop y Ridgeway, 1997).

Los cinturones de pliegues y cabalgaduras pueden estar en marcos de proforeland, retroforeland, o transpresionales (Ingersoll y Busby, 1995). El ambiente submarino del sur de Taiwan ilustra la transición de ambientes de antearco/trinchera y talud/trinchera al oeste del Arco Luzon, a una cuña orogénica/wedgetop/foredeep de la zona de colisión de Taiwan (Chiang y colaboradores, 2004).

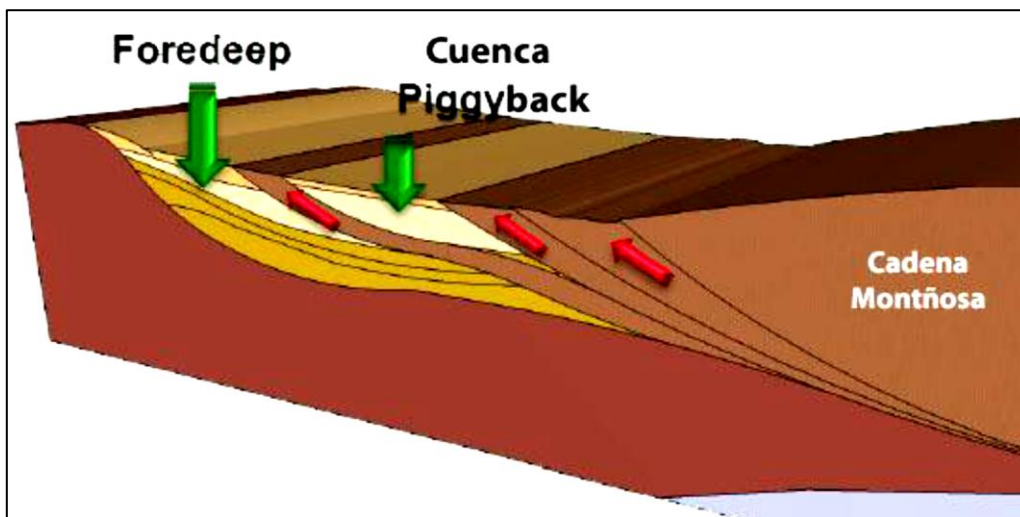


Figura 2.17. Modelo 3D de Cuenca wedgetop o piggyback (Tomado de Romero, 2013).

2.6.1.9 Cuencas hinterland

Horton (2012) describió dos clases de cuencas hinterland: las formadas en orógenos no colisionales de retroarco (ej. Los Andes), y las formadas en orógenos colisionales (ej. Himalaya-Tíbet). Literalmente, todas las partes de un orógeno detrás de un cinturón de pliegues y cabalgaduras constituye un hinterland, independientemente del origen genético; por ejemplo, un

retroforeland es parte del hinterland del proforeland, y viceversa; en las dos caras de los orógenos (ej. Alpes y Pirineos).

Las cuencas hinterland registran sedimentación no marina, usualmente a elevaciones altas, que se formaron en corteza continental engrosada (Horton, 2012). Como resultado, tienen un potencial de preservación bajo, y relativamente tiempos de vida cortos, aunque algunas cuencas tienen tiempos de vida de decenas de millones de años (ej. Altiplano), (Horton y colaboradores, 2002). Los procesos extensionales, contraccionales y de rumbo pueden crear el espacio de alojamiento para las cuencas hinterland, con adelgazamiento de la corteza de fallas inducidas, y una carga tectónica causando subsidencia.

2.7. Marcos tectónico transformante

2.7.1. Marcos asociados a fallas de rumbo

Las fallas transformantes en la litósfera oceánica, generalmente se comportan de acuerdo al modelo de tectónica de placas, mientras que las fallas de rumbo en la litósfera continental son extremadamente complejas y difíciles de encajar en un modelo que involucra placas rígidas. Las fallas de rumbo dentro de la corteza continental son propensas a experimentar periodos alternativos de extensión y compresión como direcciones de desplazamiento que se ajustan a lo largo de las principales fallas corticales (Figura 2.18), (Crowell, 1974; Reading, 1980).

Por lo tanto, la apertura y cierre de las cuencas a lo largo de las fallas de rumbo es análoga a escalas más pequeñas de espacio y de tiempo a la

apertura y cierre de las cuencas oceánicas (Ciclo de Wilson). Este proceso se ilustra claramente en el desarrollo del Neógeno-Holoceno del sur de California.

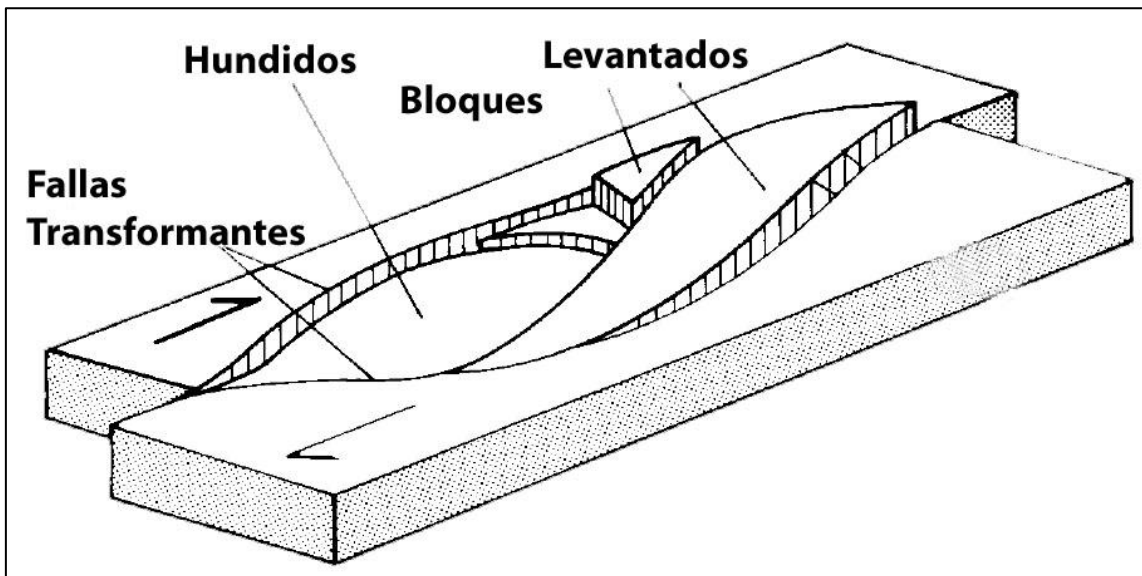


Figura 2.18. Modelo 3D de cuencas transformes (Tomado de Einsele, 1992).

2.7.1.1 Cuencas transtensionales (pull-apart)

Las cuencas transtensionales (Figura 2.19) se forman en uniones de fallas izquierdas con escalonamientos izquierdos y en uniones de fallas derechas con escalonamientos derechos (Crowell, 1975a; Reading, 1980; Christie-Blick y Biddle, 1985; Nilsen y Sylvester, 1995).

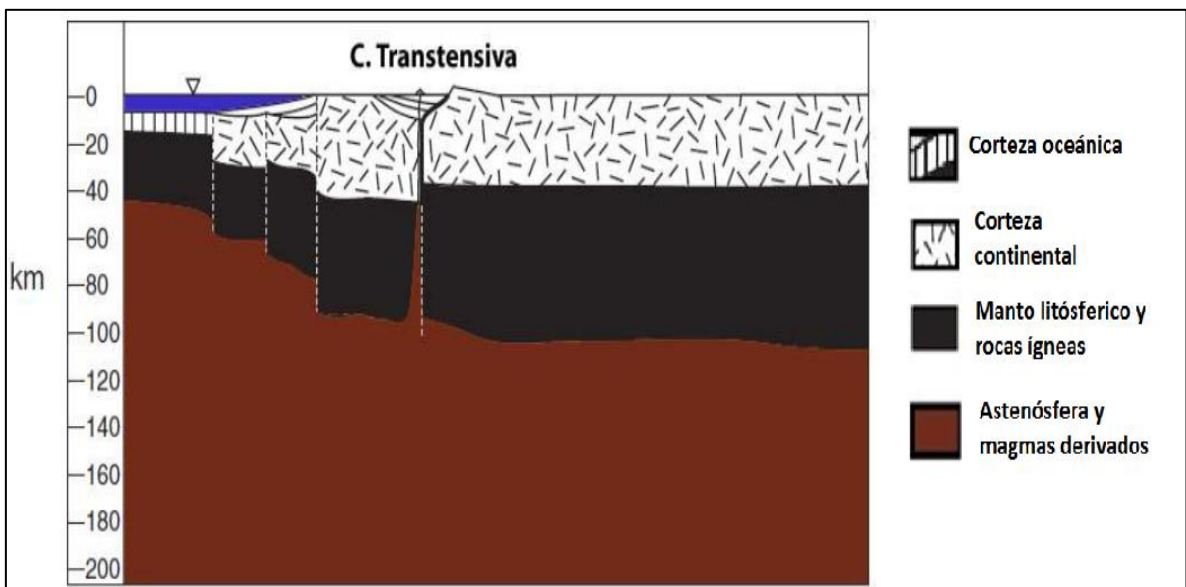


Figura 2.19. Modelo actualístico de 'Cuenca transtensional' (Tomado de Ingersoll, 2012).

Los márgenes de placa transtensionales de larga vida pueden evolucionar a cuencas oceánicas nacientes transtensionales (ej. Golfo de California) o márgenes continentales transformantes de intraplaca (ej. Costa este del Oeste de África).

2.7.1.2 Cuencas transpresionales

Las cuencas transpresionales (Figura 2.20) incluyen dos tipos:

1. Márgenes severamente deformados y cabalgados a lo largo de curvas en zonas de interferencias fuertes que resultan de una subsidencia flexural debido a la carga tectónica (ej. Norte de la cuenca de Los Ángeles, sur de California; Schneider y colaboradores, 1996).
2. Cuencas de fallas de cuña en curvas en zonas de transferencia suaves, que resultan en un levantamiento rápido de uno o dos márgenes y una subsidencia rápida de una cuenca, así como un bloque que se mueve en la zona de transferencia (ej. Cuenca Ridge Neógena, sur de California) (Crowell, 1974b, 2003).

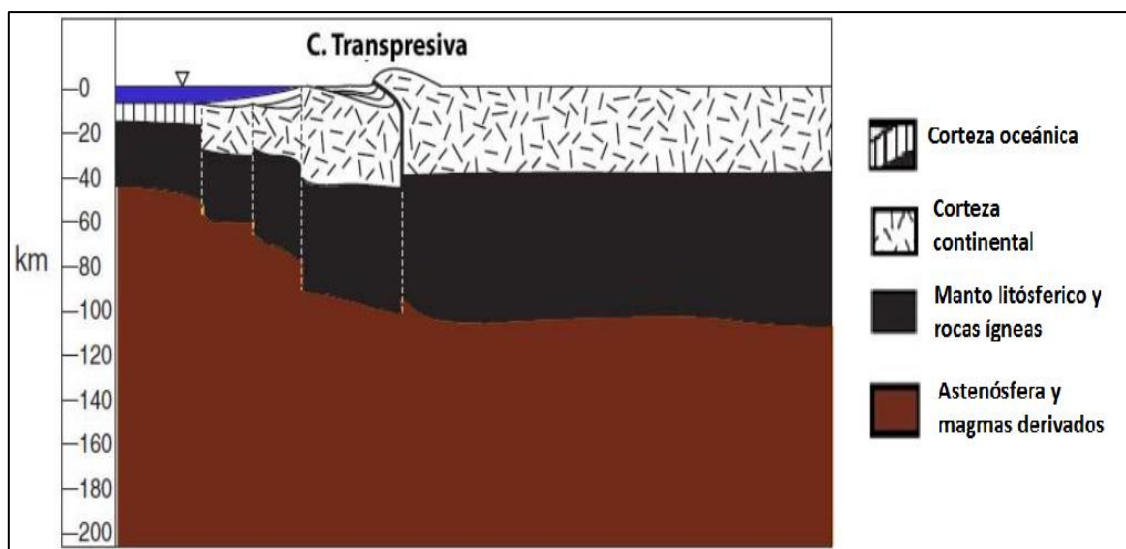


Figura 2.20. Modelo actualístico de 'Cuenca transpresional' (Tomado de Ingersoll, 2012).

La cuenca Ridge es una de las más ampliamente expuestas, y más ampliamente estudiadas dentro de las cuencas transpresionales en el mundo (Crowell y Link, 1982).

2.7.1.3 Cuencas transrotacionales

Nicholson y colaboradores (1994) desarrollaron un modelo de captura de microplacas que explica cómo las interacciones complejas entre las placas de Norteamérica, Pacífico y Farallón, comenzaron poco después de 30 Ma (Atwater, 1970, 1989; Bohannon y Parsons, 1995) llevado a tres fases distintas de transferencia a las secuencias de la costa del sur de California en la placa del Pacífico.

La primera fase (18-12 Ma) resultó en una rápida rotación de eje vertical en dirección de las manecillas del reloj, con acumulación de la Formación Topanga, en cuencas de supra desprendimiento complejas (Ingersoll y Rumelhart, 1999; Ingersoll, 2008), (Figura 2.21).

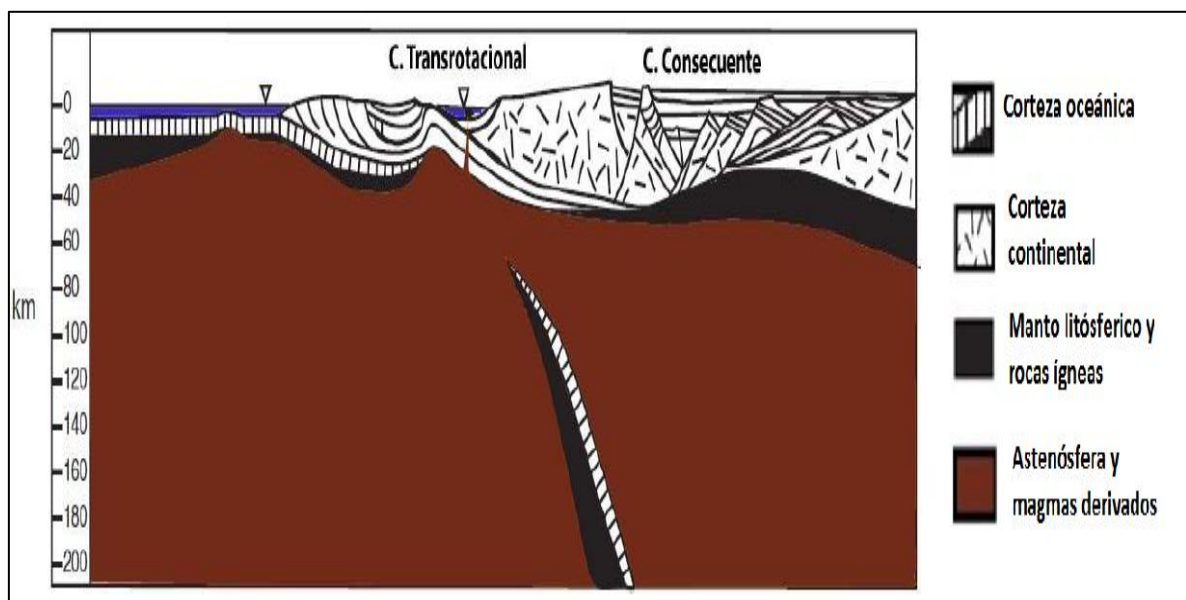


Figura 2.21. Modelo actualístico de la 'Cuenca transrotacional' y la 'Cuenca consecuyente' (Tomado de Ingersoll, 2012).

2.8. Marco tectónico mixto o híbrido

2.8.1. Aulacógenos

Durante el rifting continental, comúnmente se forman tres rifts con aproximadamente 120°, probablemente porque esta es la configuración que implica menos esfuerzo (Burke y Dewey, 1973). Independientemente de si los procesos de iniciación son “activos” o “pasivos”, en la mayoría de los casos, dos brazos de rift continúan a través de etapas de separación continental, mientras la extensión del piso oceánico no se desarrolla en el tercer brazo (Figura 2.22), resultando en un rift fósil (Sengor, 1995).

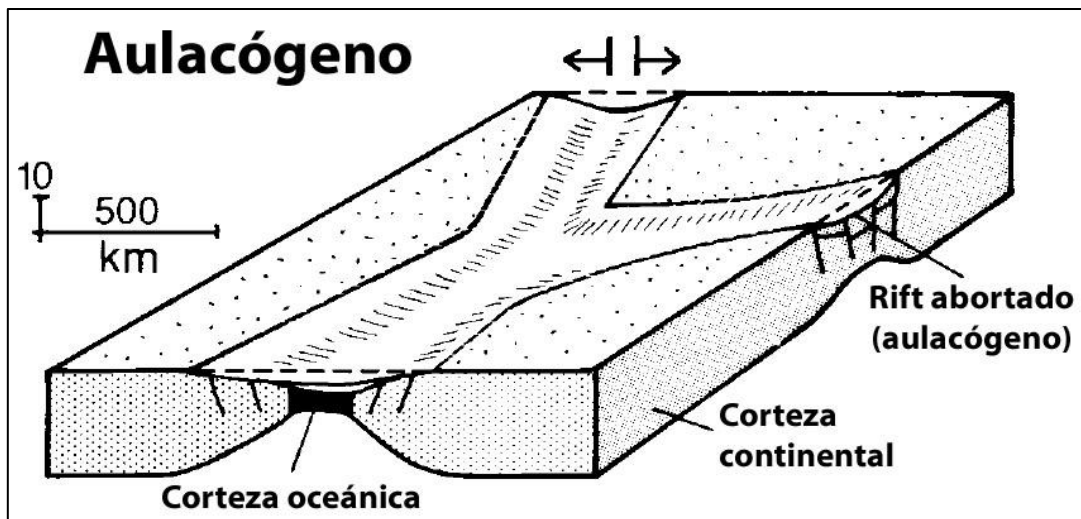


Figura 2.22. Modelo 3D de un aulacógeno (Tomado de Einsele, 1992).

Hoffman y colaboradores (1974) estudiaron las cuencas sedimentarias resultantes, con énfasis en un ejemplo Proterozoico, ellos resaltaron cinco etapas de desarrollo del aulacógeno Athapuscow, el cual con pequeñas modificaciones, provee un modelo aplicable a la mayoría de los aulacógenos (canales sedimentarios lineales con altos ángulos en orógenos), que involucra los siguientes puntos:

1. Etapa de rift
2. Etapa transicional

3. Etapa de deformación baja
4. Etapa de reactivación
5. Etapa postorogénica

2.8.1.1. Impactógenos

Los impactógenos (Sengor y colaboradores, 1978; Sengor, 1995) se parecen a los aulacógenos (rifts con fallas de ángulos altos en los cinturones orogénicos), pero sin etapas pre-orogénicas.

Los impactógenos son formados típicamente durante un intento de subducción de la corteza continental (durante la colisión, con otro continente o con un arco magmático). Dos excelentes ejemplos con estilos y marcos tectónicos contrastantes son el graben Cenozoico medio de Rhine, y el rift Baikal del Cenozoico tardío; el primero formado en un proforeland proximal, mientras que el segundo se formó en un retroforeland distal.

2.8.1.2 Cuenca de antepaís roto colisional

La colisión de continentes, de formas y tamaños diversos, usualmente resulta en una extremada complejidad en cinturones orogénicos antiguos y cuencas sedimentarias relacionadas.

Un excelente ejemplo de cuenca de antepaís roto colisional es el cinturón orogénico de la Montaña Rocallosa Ancestral (ARM) Pensilvánica-Pérmica. La deformación del ARM ocurrió al mismo tiempo que la sutura final entre Laurasia y Gondwana durante el Carbonífero tardío al Pérmico (Graham y colaboradores, 1975; Dickinson y Lawton, 2003; Miall, 2008).

2.8.1.3 Cuencas halocinéticas

El incremento en la exploración de márgenes continentales marinos profundos (especialmente en zonas marginales continentales progradantes,

como el norte del Golfo de México), ha demostrado la importancia de la deformación de sal en cuencas sedimentarias de márgenes pasivos, ya que Todas las cuencas que están directamente relacionadas con procesos halocinéticos se dice que son cuencas halocinéticas (Figura 2.23), (Worral y Snelson, 1989; Beaubouef y Friedmann, 2000).

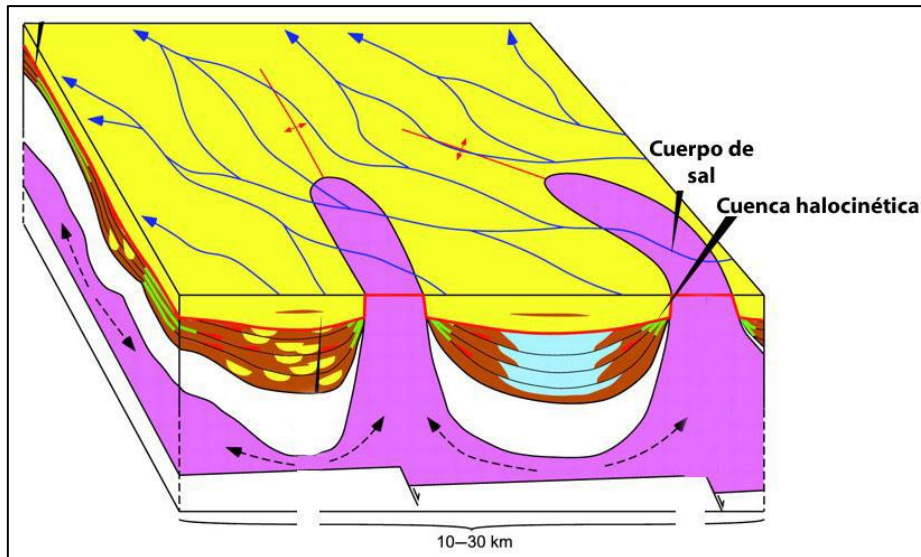


Figura 2.23. Modelo 3D de las cuencas halocinéticas (Tomado de Matthews y colaboradores, 2007).

2.8.1.4 Cuencas por impacto de meteoritos

El descubrimiento de una anomalía de iridio en el límite Cretácico-Paleógeno (Álvarez y colaboradores, 1980) aumentó la conciencia del significado de los impactos de objetos extraterrestres en la historia de la Tierra. No sólo han tenido grandes impactos como resultado de grandes cambios evolucionarios (ej. Extinción en masa), sino también han producido depósitos sedimentarios extensos, resultado de tsunamis, deslizamientos, y otros procesos (Figura 2.24).

Las cuencas por impacto de meteoritos ahora son reconocidas en muchas localidades de la Tierra: Chicxulub, Bahía de Chesapeake (Shah y

colaboradores, 2005), el Mar del Norte (Stewart y Allen, 2002, 2005), y el Mar Barents (Dypvik y colaboradores, 2004).



Figura 2.24. Modelo de una cuenca por un impacto de meteorito (Tomado de O'Dale, 2010).

2.8.1.5 Cuencas consecuentes

Dentro del contexto de tectónica de placas, las cuencas consecuentes se forman en un principio en marcos intermontanos en la cima de cinturones de pliegues y cabalgaduras inactivos, cinturones de sutura, cinturones transformes, y rifts fósiles no cratónicos. La presencia de cuencas consecuentes indica el final de la actividad orogénica, por lo que sus edades limitan las interpretaciones del tiempo de sutura, deformación y rifting (Ingersoll y Busby, 1995).

El uso moderno del término “cuenca consecuente” debe restringirse a cuencas postorogénicas que no caen en ningún marco de tectónica de placas (Ingersoll y Busby, 1995).

2.9. Características generales de los Rifts

Los primeros estudios definen los rifts como importantes depresiones tectónicas alargadas, limitadas por fallas normales; sin ninguna implicación con el modo de desarrollo o el mecanismo de formación de estas depresiones

(Gregory, 1896, 1921; Elie de Beaumont, 1827, 1830, 1844, 1847; Suess, 1880, 1891; de Martonne, 1897; de Lapparent, 1898; Uhlig, 1907, 1912; Obst, 1913; Verweke, 1913, Krenkel, 1922; Willis, 1928, 1936).

Después de muchos años de debate en torno a la compresión en comparación con los modelos extensionales de su origen (por ejemplo, Krenkel, 1922; Willis, 1936; Bullard, 1936), los rifts son ahora generalmente aceptados, por sus características extensionales, aunque pueden estar asociados con una compresión temprana, simultánea o posterior.

Morfológicamente, están bien definidos como depresiones alargadas limitadas por fallas normales (Mohr, 1982; Ramberg y Morgan, 1984; Rosendahl, 1987). Sin embargo, la asociación común de rifts con el vulcanismo, el flujo de altas temperaturas, la corteza anómala, la estructura del manto superior y la sismicidad proporcionan evidencia convincente de que los rifts no están confinados a niveles de la corteza superior, pero si están vinculados a los procesos dinámicos en la litosfera y la astenósfera. Burke (1977) define los rifts como las zonas a lo largo de las cuales toda la litosfera se ha roto por un proceso de extensión.

Cuando los rifts se llenan de sedimentos estos pueden contener cantidades explotables de petróleo y gas. Debido a que los rifts se forman en una variedad de ambientes tectónicos, es útil definir el ambiente tectónico particular en la que un rift específico o conjunto de rifts se ha desarrollado.

2.10. Definición y características de las Cuencas Sin-rift

Las cuencas sin-rift son aquellas cuencas que se formaron durante el proceso de rifting, en la que los sedimentos fueron depositados mientras la tectónica estaba activa (Figura 2.25).

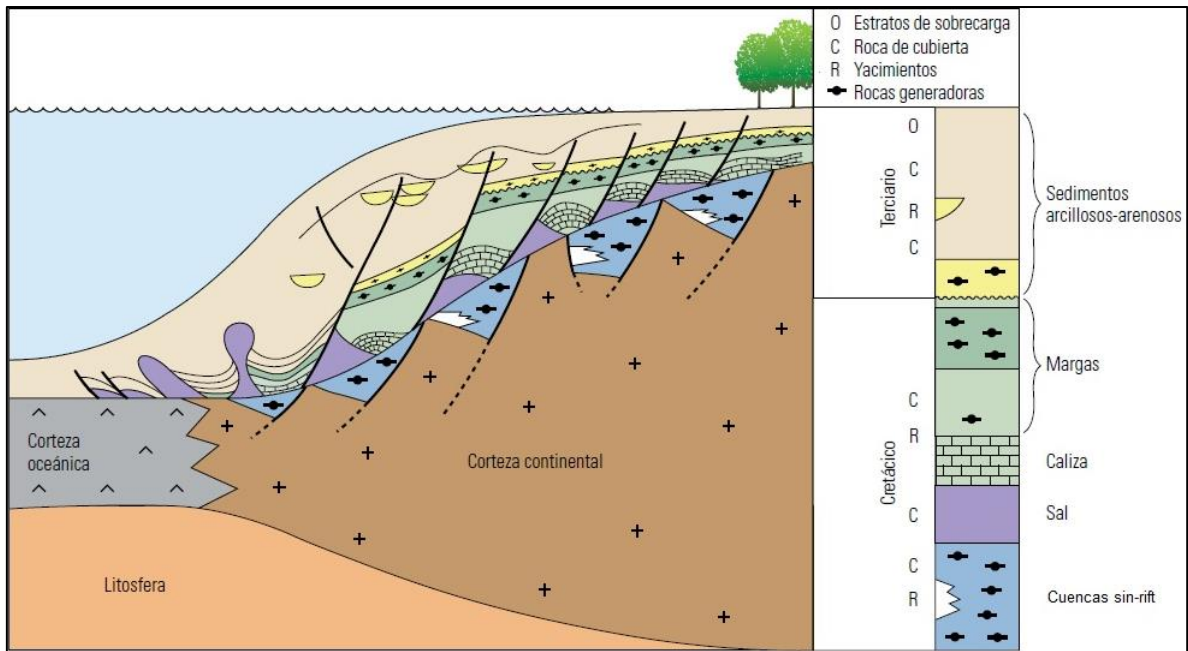


Figura 2.25. Ejemplo de cuenca tipo sin-rift (Tomada de Bryant, 2012).

En las cuencas sin-rift la evolución de los procesos extensionales conducen a un fracturamiento intenso de la corteza, mediante fallas lítricas que inicialmente suelen afectar a uno de los bloques de corteza, con desarrollo de un semigraben, pero que posteriormente, afectan a los bloques previos, configurando una depresión central con desarrollo en graben. El fracturamiento radial que acompaña al desarrollo de un rift de tipo activo, suele tender a concentrarse según las direcciones más favorables estructuralmente, dando origen a puntos triples.

En las cuencas sedimentarias formadas por mecanismos de rift, el registro sedimentario muestra un aumento de la tasa de subsidencia durante esta etapa (McKenzie, 1978).

Capítulo 3. Cuencas Sin-rift

3.1. Aspectos generales

La extensión continental representa uno de los procesos geodinámicos más importantes que afectan el sistema litósfera-astenosfera, traduciéndose en la ruptura de corteza continental (rift continental) y en la subsecuente formación de nuevas cuencas oceánicas.

Los rifts continentales son cuencas limitadas por fallas generadas a partir de un sistema de extensión cortical; sin embargo, el sistema regional de esfuerzos puede ser tanto extensional como compresional o cercanamente neutro (Condie, 1997).

En esta dinámica extensiva, tanto la corteza como la litósfera sufren adelgazamiento en las zonas de rift, donde mucho del adelgazamiento cortical ocurre en la corteza inferior, lo cual refleja el comportamiento dúctil de esta capa durante la extensión.

Las secuencias en las cuencas de rift pueden ser de origen volcánico dependiendo de la etapa en la que se encuentre el rift, pero no todos presentan este tipo de materiales; al generarse nuevo piso oceánico se encuentra como basamento una serie de rocas ígneas de composición alcalina (Einsele, 2000).

Al ser más comunes los rift dentro del continente, estos presentan depósitos terrígenos, pero si la subsidencia alcanza niveles por debajo del nivel medio del mar, se generan inicialmente depósitos evaporíticos (Einsele, 2000); mientras que en los rifts maduros que forman nuevos océanos, es donde se depositan carbonatos, lutitas y conglomerados; en algunos casos el rift no evoluciona completamente y se desarrolla como rift abortado o aulacógeno (figura 3.1).

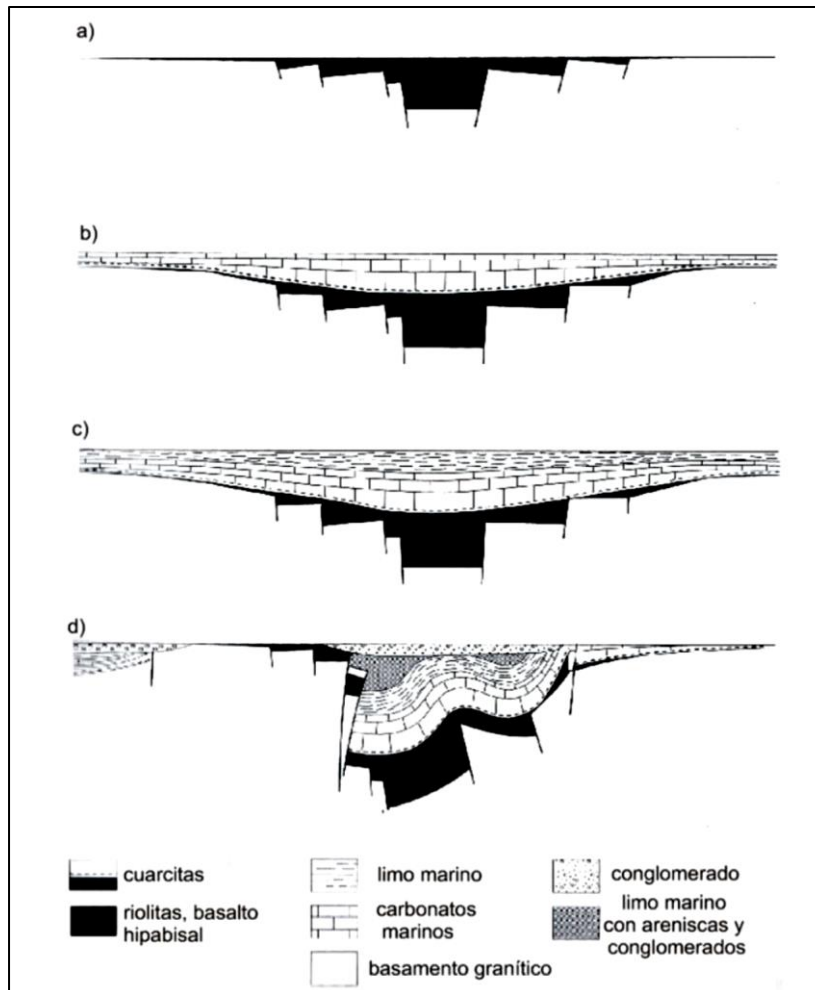


Figura 3.1. Evolución de sedimentos en un aulacógeno. En a) se muestra como inicia el aulacógeno, en b) los primeros depósitos de carbonatos, c) indica el inicio de un hundimiento debido al peso de los sedimentos y d) muestra la estructura que obtiene el aulacógeno por el hundimiento y la estratificación de sedimentos (Tomada de Kearey & Vine, 1996).

3.2. Condiciones tectónicas

El rift continental se define como aquella depresión tectónica alargada, donde la litósfera ha sido modificada y atenuada por extensión (Olsen y Morgan, 1995). La formación de un rift continental supone, por tanto, el desarrollo de procesos de extensión de la litósfera, que llevan asociados un ascenso de la astenósfera y un aumento del flujo térmico. Este proceso puede ser explicado mediante los siguientes dos mecanismos claramente diferentes (Segor y Burke, 1978; Keen, 1985):

- Rifting activo:** El modelo de rifting activo está condicionado por un ascenso de la astenósfera, relacionado con la presencia de una anomalía térmica en el manto y el desarrollo de movimientos ascendentes del mismo, en forma de “pluma” (Figura 3.2). Según White y McKenzie (1989), estas plumas astenosféricas presentan una temperatura superior en 100-150° C a la del manto circundante, lo que condiciona su menor densidad y, en consecuencia, el desarrollo de un movimiento ascensional de la astenósfera. En este modelo de rifting, la elevación de la astenósfera provoca una elevación regional de la corteza, formando un domo (con un radio de 200-800 km y una elevación 0,5 a 3 km) que condiciona un estado de esfuerzo que origina extensión radial.

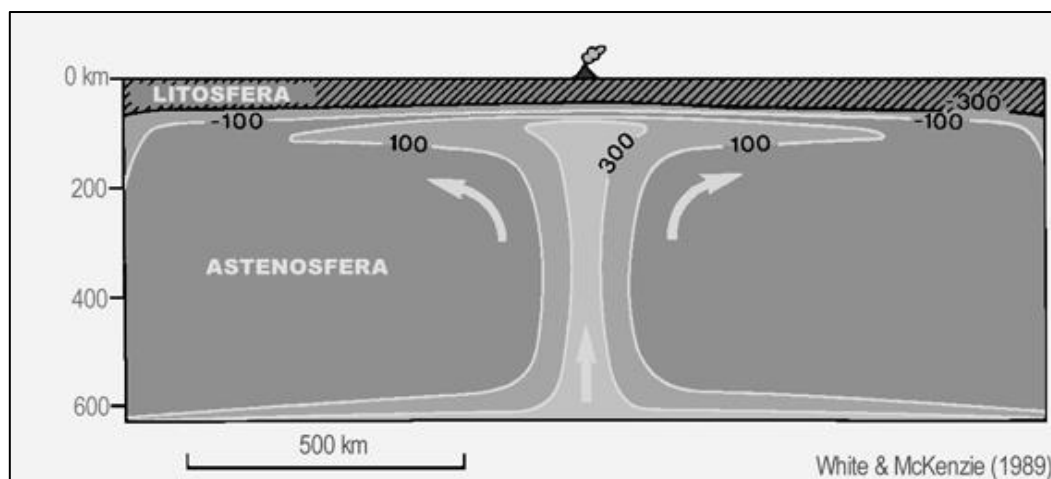


Figura 3.2. Modelo de pluma astenosférica, en que las temperaturas se expresan en grados centígrados respecto a la temperatura media del manto superior (1340°C) (Tomado de White y McKenzie, 1989).

- Rifting pasivo:** El modelo de rifting pasivo (Figura 3.3) está condicionado por el desarrollo de un estado de esfuerzos que originan extensión en la litósfera, que conduce a su adelgazamiento y a la elevación posterior de la astenósfera. Esta elevación de la astenósfera puede producir un ligero movimiento ascendente de la corteza, que genera un abombamiento local (ligera elevación de los márgenes del rift). La secuencia de eventos

esperables según cada uno de estos modelos de rifting es netamente distinta; así, un rifting activo presentaría: abombamiento regional → volcanismo → formación de una depresión central. En el caso de un modelo de tipo pasivo, la secuencia sería, por el contrario: formación de una depresión central → abombamiento local → volcanismo.

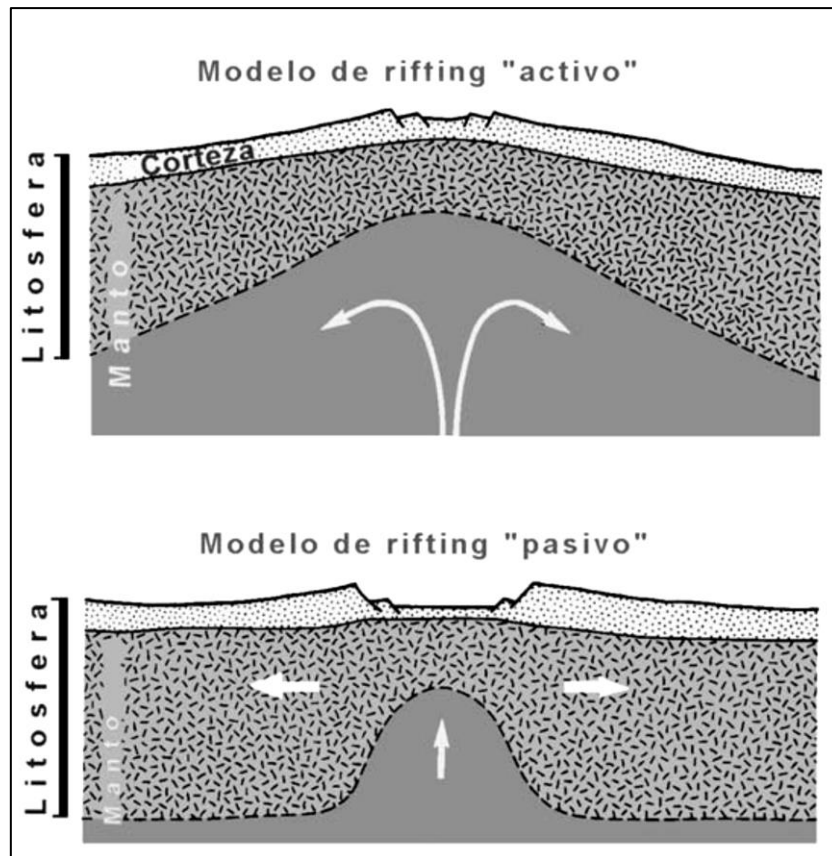


Figura 3.3. Modelos de rifting activo y pasivo (Tomada de Keen, 1985 y Wilson, 1989).

Mientras en numerosos casos los datos geofísicos (Fairhead, 1979; Green y colaboradores, 1991; Davis y colaboradores, 1993; Gao y colaboradores, 1994a y b; Ritsema y Van Heijst, 2000) permiten inferir la existencia de anomalías en el manto subyacente y favorecen la hipótesis del rifting activo, en otros casos (p.e. el graben del Rhin; Glahn y colaboradores, 1993) tales anomalías no parecen existir tratándose probablemente de rifts de tipo "pasivo". Por otra parte, nada impide que en los rift de mayor desarrollo

temporal, el mecanismo de rifting pueda variar en el tiempo o de unos a otros segmentos del rift. Así, en el rift del Este de África, el registro sedimentario indica una fuerte subsidencia precediendo al abombamiento regional (Baker y colaboradores, 1972; Carson y Curtis, 1989; Mohr, 1982), sugiriendo un mecanismo de tipo rift pasivo, al que sigue una activación del manto infrayacente pasando a un modelo de tipo activo. Desde el punto de vista de la petrogénesis, las mayores diferencias entre uno y otro mecanismo de rift afectan al tipo de manto implicado en la generación del magmatismo, que en el modelo del rifting activo debe de corresponder a un manto profundo (manto astenosférico), en tanto que en el modelo de rifting pasivo debe representar niveles más superficiales del manto (parte superior del manto astenosférico o incluso manto litosférico).

3.2.1. Estadíos en la evolución temporal de los rifts

La evolución temporal del proceso de rifting puede considerarse dividida en tres etapas (Gass, 1972; McKenzie, 1978; Burke y Wilson, 1979):

- **Etapa pre-rift:** La etapa pre-rift está caracterizada, desde un punto de vista tectónico, por el inicio de la extensión de la corteza (en términos reales, del conjunto de la litósfera); dicha extensión, en el caso de los rifts de tipo “activo”, está relacionada con el abombamiento de la corteza, al que acompaña un fracturamiento inicial, de tipo radial y con cierta frecuencia un volcanismo bimodal de tipo toleitico, tal como han descrito Kampunzu y Mohr (1991) en la rama este del rift africano. En otros casos, este abombamiento no resulta acompañado por emisiones volcánicas (p.e. en el área del Lago Tanganika, Dautria y Girod, 1987). En el caso de los rifts de tipo “pasivo”, esta etapa está caracterizada por una fracturamiento inicial,

frecuentemente con desarrollo de fallas de bajo ángulo y no se presenta volcanismo asociado.

- **Etapa sin-rift:** La evolución de los procesos extensivos conduce a un fracturamiento muy desarrollado de la corteza, mediante fallas lístricas que inicialmente suelen afectar a uno de los bloques de la corteza, con desarrollo de un semigraben, pero que posteriormente, afectan a los bloques previos, configurando una depresión central con desarrollo en graben. El fracturamiento radial que acompaña al desarrollo de un rift de tipo activo, suele tender a concentrarse según las direcciones más favorables estructuralmente, dando origen a puntos triples (Figura 3.4).

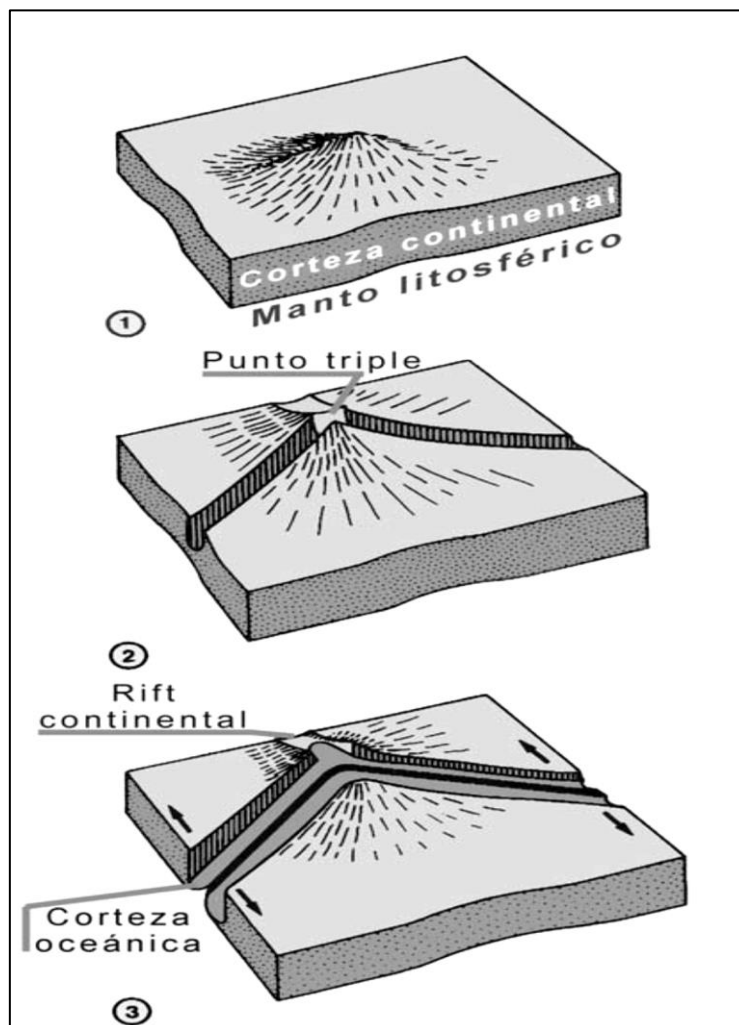


Figura 3.4. Las tres etapas clásicas en la evolución de un rift continental (Tomado de Burke y Wilson, 1979).

En las cuencas sedimentarias formadas por mecanismos de rift, el registro sedimentario muestra un aumento de la tasa de subsidencia durante esta etapa (McKenzie, 1978). La etapa sin-rift presenta típicamente el desarrollo de volcanismo alcalino, que puede ir precedido por una etapa donde se formaron basaltos transicionales. En zonas concretas, en las que la dinámica extensiva de la corteza es más importante, como por ejemplo en el norte del rift Este africano (Etiopía), los basaltos transicionales pueden ser de tipo litológico predominante de la etapa sin-rift (Wilson, 1989).

- **Etapa post-rift:** La evolución de un rift, tras el desarrollo de la etapa sin-rift, puede conducir a dos tipos de situaciones netamente distintas:
 - 1) Continuación de la extensión y actividad magmática: Esta situación se produce en aquellas ramas de las uniones triples con una mayor actividad magmática, que va asociada normalmente a un comportamiento más extensivo. Estas líneas pueden continuar su evolución hacia estadios en los cuales se comienza a producir corteza oceánica, pasando a convertirse por tanto en límites verdaderos de placa. En esta evolución, los productos emitidos van haciéndose cada vez menos alcalinos y pasan a tener características similares a las de los basaltos de la dorsal.
 - 2) Cese de la actividad magmática y periodo de reposo: Las ramas de las uniones triples con una menor actividad magmática y comportamiento menos extensivo, pueden quedar abortadas, generando lo que tradicionalmente se ha denominado como aulacógeno (Burke y Wilson, 1976). Esta situación es, por otra parte, la que se produce de modo más común en los rift de tipo pasivo.

3.2.2. Principales mecanismos y modelos de extensión en las etapas sin-rift y post-rift

Los principales mecanismos de extensión que dan lugar a las cuencas sedimentarias extensionales y que explican la subsidencia son los siguientes (figura 3.5):

1. Extensión por tensión: En la etapa sin-rift, la extensión de la corteza debida a procesos mecánicos de estiramiento da lugar a una subsidencia controlada por fallas normales, mientras que el estiramiento de la litósfera produce un levantamiento térmico (Figura 3.5a). Las tensiones que se producen en el interior de la placa cortical provocan una serie de fracturas lineales que estiran y adelgazan la corteza, lo que provoca el ascenso pasivo de la astenósfera hacia el espacio generado (McKenzie, 1978; Royden y Keen, 1980; Keen, 1981; Beaumont y colaboradores, 1982a, 1982b).
2. Subsidencia térmica: En la etapa post-rift, la subsidencia se produce por el progresivo enfriamiento de los materiales de la litósfera al irse situando de manera lenta la astenósfera en el lugar que ocupaba originalmente (Figura 3.5b). Suele durar unos 60 millones de años, que es cuando se alcanza el equilibrio térmico (Beaumont y colaboradores, 1982a; Sleep, 1971). El momento en el que la subsidencia por tensión finaliza y comienza la subsidencia térmica, viene marcado por lo que se conoce como "discordancia de ruptura" o "breakup unconformity" (Watts, 1981). Al irse acumulando sedimentos en la cuenca generada a la vez que se va enfriando la litósfera se puede producir un "efecto de abrigo" o "thermal blanketing" (Beaumont y colaboradores, 1982b) que hace que

la subsidencia sea menor, el enfriamiento sea más lento y se difunda lateralmente, en lugar de verticalmente.

3. Flexión por carga: El peso de los sedimentos que se van acumulando en la cuenca o el progresivo avance de una cadena montañosa en una zona compresiva hacen que la corteza se deforme de manera elástica dando lugar a un tipo de subsidencia por flexión (Figura 3.5c). Esto se debe a que la corteza ofrece una alta resistencia a las deformaciones horizontales, mientras que frente a las verticales se comporta de manera elástica.

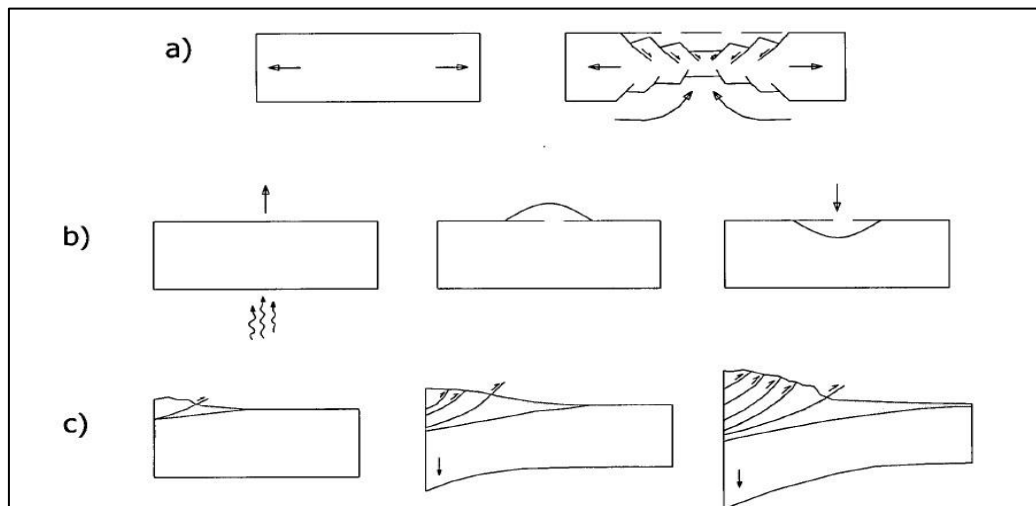


Figura 3.5. Mecanismos de extensión que generan subsidencia (Tomado de Arche, 1992).

La subsidencia que se genera es debida a reajustes isostáticos, que puede ser local con movimiento vertical de los bloques o por flexión elástica del bloque continental afectado, según se aplique la hipótesis de Airy o la hipótesis de Walcott respectivamente. La isostasia local será posible sólo en los casos en los que existan fallas verticales o casi verticales que aíslen unos bloques de otros, y se estima que la subsidencia que se genera es del orden de tres veces la profundidad inicial de la cuenca (Walcott, 1972), mientras que en el caso de la

isostasia flexural, la subsidencia se extiende a lo largo de 150 km aproximadamente a ambos lados de la cuenca que se está formando, por lo que se generan cuencas más amplias que con el modelo de isostasia local o de Airy (Walcott, 1972). Esta fase se puede dar tanto en las etapas sin-rift como en las post-rift.

Generalmente todos estos mecanismos explicados actúan en el proceso de generación y evolución de una cuenca, aunque su importancia relativa varía con el tiempo.

3.3. Modelado de la interacción entre los procesos litosféricos y de superficie terrestre

Para explicar la extensión cortical y la formación de las cuencas de margen divergente existen dos modelos:

- Cizalla pura (“pure shear”): Asume una deformación homogénea en la litósfera e implica una extensión instantánea y uniforme (Figura 3.6). La corteza superior se deforma de manera frágil mientras que la corteza inferior y el manto se deforman de manera dúctil. En esta deformación no hay rotación de bloques y la cuenca que se genera es simétrica respecto a un eje central donde se produce la extensión.

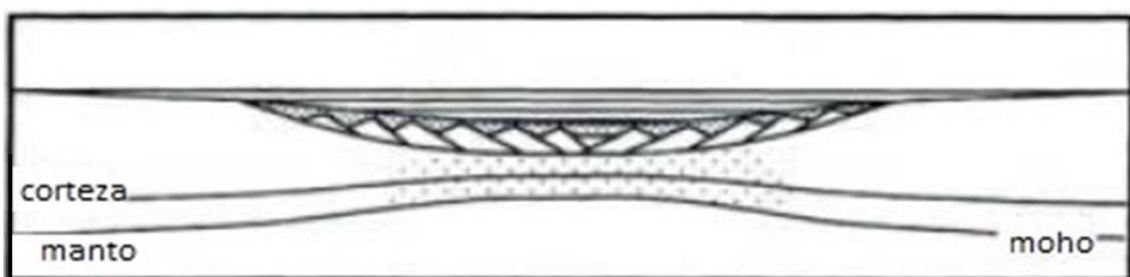


Figura 3.6. Modelo de cizalla pura con una capa superior frágil sobre una capa inferior dúctil, produciendo una sección litosférica simétrica. El estiramiento dúctil puede venir acompañado de dilatación debido a la intrusión de materiales fundidos (Tomado de Buck, Steckler y Cochran, 1988).

- Cizalla simple (“simple shear”): asume que el adelgazamiento de la litósfera se produce por cizallamiento a lo largo de una falla principal que corta una parte o toda la litósfera, con lo que se desarrolla un rift asimétrico (Figura 3.7). La zona de cizalla transmite la extensión de la corteza superior a la corteza inferior y manto litosférico, siendo la extensión no uniforme y disminuyendo en la dirección de la cizalla. Las características de las cuencas que se generan con este modelo son:
 1. El flanco del labio hundido de la falla principal asciende y la subsidencia posterior, debido a la disminución de temperatura (subsidencia térmica), es más importante en la zona donde asciende el manto.
 2. El máximo de subsidencia térmica no coincide con el máximo de subsidencia inicial o sin-rift.
 3. Hay rotación de bloques (Wernicke, 1985; Coward, 1986).

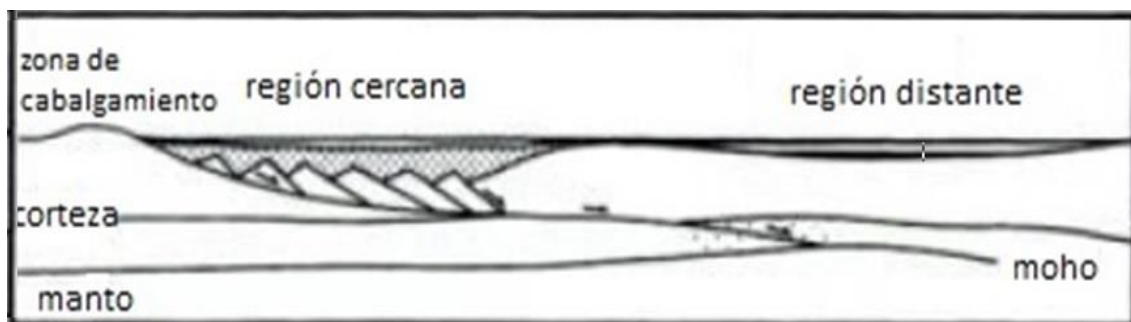


Figura 3.7. Modelo de cizalla simple con un despegue de bajo ángulo que divide la litósfera en una placa superior o “hanging wall plate” y una placa inferior o “footwall plate”. El adelgazamiento de la litósfera inferior se transmite a lo largo del plano de despegue, produciendo una sección fuertemente asimétrica de la litósfera (Tomado de Buck, Steckler y Cochran, 1988).

Estos mecanismos de adelgazamiento litosféricos están relacionados con los de estiramiento o extensión de la litósfera. Según se adopte el modelo de cizalla pura o el de cizalla simple varios autores propusieron diferentes modelos que explican el mecanismo de extensión litosférica:

A) Modelos que adoptan cizalla pura:

- Salveson (1976, 1978) asumió que el comportamiento de la corteza y del manto litosférico es diferente, ya que la primera se comporta de manera frágil mientras que el segundo se comporta de forma plástica. La extensión cortical genera un desequilibrio isostático que provoca un ascenso de la astenósfera para compensar el desajuste de densidades y, por tanto, un levantamiento regional. La fusión parcial de la astenósfera que ha ascendido debido a la extensión, provoca que ocurra volcanismo y transferencia de calor hacia arriba. Se produce un levantamiento de los flancos del rift, que son erosionados y los sedimentos derivados son depositados en la cuenca que se está generando. Si la extensión continúa se llega a formar corteza oceánica por entrada directa de material astenosférico y comienza el enfriamiento creándose un margen pasivo. Su modelo explica de manera cualitativa la historia de la subsidencia de las cuencas de rift continentales.
- McKenzie (1978) consideró que el comportamiento de la corteza y el manto litosférico es idéntico, por lo que define de manera cuantitativa un modelo de estiramiento uniforme (“uniform stretching model”) de una sola capa, en el que la extensión es simétrica e instantánea, con el ascenso pasivo de la astenósfera caliente para mantener el equilibrio isostático. La astenósfera se irá enfriando paulatinamente provocando contracción térmica y subsidencia regional. Esta subsidencia térmica depende únicamente de un factor, beta (β), que indica el grado o tasa de estiramiento de una determinada parte de la litósfera. Su expresión matemática es:

$$\beta = 1 + \frac{l_1 - l_0}{l_0}$$

Siendo:

L_1 = longitud de la litósfera después de la extensión o la compresión

L_0 = longitud original de la litósfera

Basado en estos conceptos, McKenzie (1978) sostiene que la subsidencia total en una cuenca se divide en dos fases (Figura 3.8): una fase inicial (sin-rift) de subsidencia instantánea controlada por fracturas al producirse el estiramiento y que depende del espesor de la corteza y de la cantidad de estiramiento β , y otra fase de subsidencia térmica lenta (post-rift) debida al progresivo enfriamiento y engrosamiento de la litósfera hasta alcanzar la temperatura y espesor originales, y que depende únicamente de la cantidad de estiramiento.

El modelo asume lo siguiente:

- El estiramiento de la litósfera continental es instantáneo, es decir, no hay pérdida de calor durante el estiramiento, lo que da lugar a una única fase de apertura o rifting.
- La deformación es homogénea en toda la litósfera, por lo que la extensión es independiente de la profundidad.
- La pérdida de calor únicamente se produce en sentido vertical, no hay transporte horizontal de calor.
- No hay producción de calor interno radiogénico.
- No hay levantamiento de los flancos del rift asociado a la extensión, al comienzo de la fase en condiciones iniciales de espesor de la litósfera "normal" (por ejemplo, espesor de corteza 35 km y de manto litosférico 125 km).

- Se basa en el modelo de compensación isostática local (Airy), en el que una columna de sedimentos se comporta de manera independiente de las columnas vecinas y no soporta ninguna carga contigua, por lo que las densidades siempre tienen que estar compensadas localmente. Esto implica que la litósfera no tiene resistencia para soportar la carga.

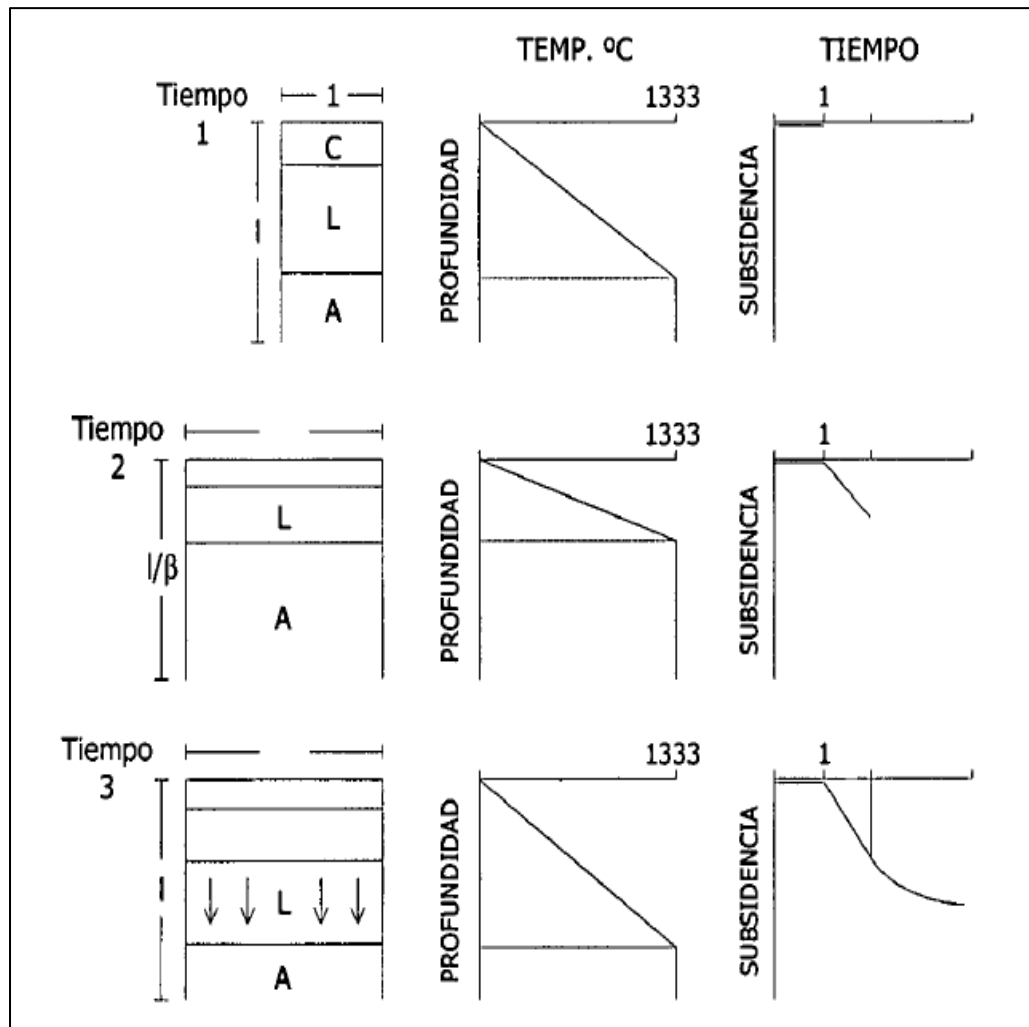


Figura 3.8. Fases de subsidencia en una cuenca. Tiempo 1: estado inicial de reposo. Tiempo 2: fase inicial sin-rift en la que la litósfera se estira por el factor β y la isoterma asciende al subir los materiales de la astenósfera. Tiempo 3: fase de subsidencia post-rift donde la litósfera vuelve progresivamente a su estado inicial (Tomado de McKenzie, 1978).

- Steckler (1981) evaluó el flujo horizontal de calor y demostró que para cuencas menores de 100 km de ancho la pérdida lateral de calor es importante y afecta al enfriamiento y a la subsidencia térmica, siendo más rápida que la que predecía el modelo de McKenzie.

Considera, además, una extensión compuesta por un gran número de fases de apertura o rifting de corta duración en las que en cada una de ellas la litósfera se abre y después se enfría. Para explicar el levantamiento de los flancos de una cuenca, que ocurre cuando el estiramiento de la parte inferior de la litósfera es mayor que el de la corteza, sostiene que el transporte convectivo inducido por los altos gradientes de temperatura creados por el proceso de rifting es lo que genera ese flujo de calor extra que hace falta para calentar la litósfera, provocando el levantamiento de los flancos a la vez que ocurre la extensión, todo dentro del mismo rift.

B) Modelos que adoptan cizalla simple:

- Royden y Keen (1980) mostraron que el modelo de McKenzie podría llevar a una subsidencia inicial mayor que la que se observa en la realidad, por lo que consideraron que la extensión de la litósfera no tenía por qué ser siempre uniforme, lo que significa que la corteza y el manto litosférico actuarían de forma independiente, ya que la reología de ambas partes es diferente. De este modo son los primeros en definir un modelo de estiramiento no uniforme con dos factores de extensión diferentes: delta (δ) para el estiramiento cortical y beta (β) para el estiramiento subcortical o del manto litosférico (Figura 3.9). Es un modelo de extensión de dos capas que depende de la profundidad (“depth-dependent extension”), respondiendo la corteza de manera frágil y la parte mantélica de la litósfera de manera dúctil. Si la extensión de la litósfera subcortical es mayor que la de la corteza se produce levantamiento y extensión a la vez.

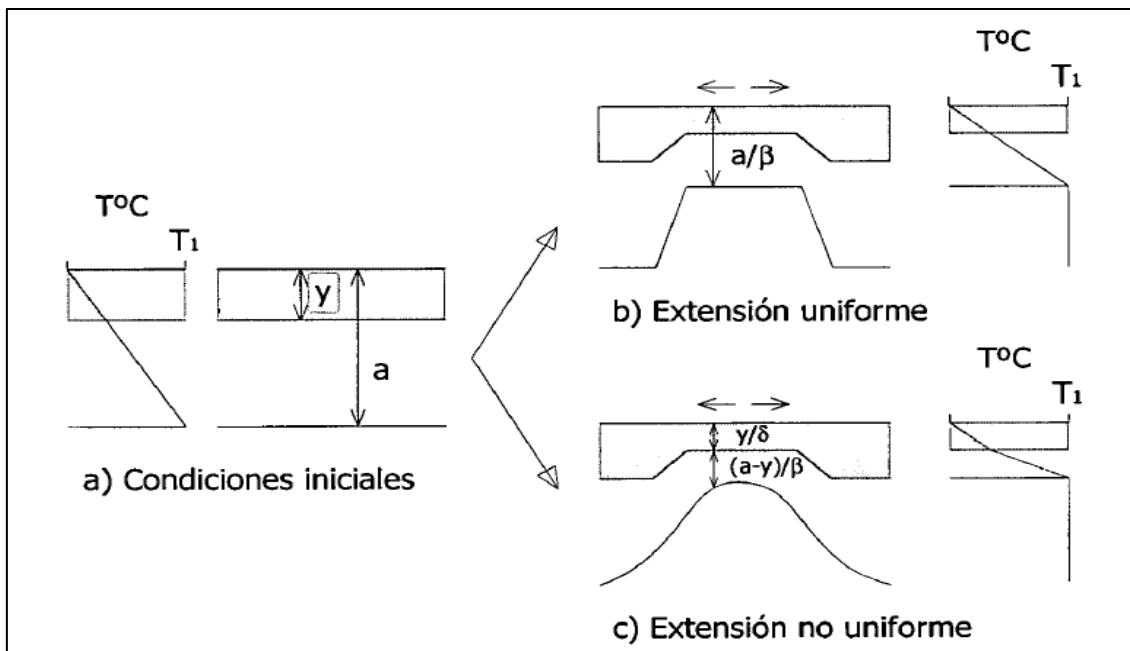


Figura 3.9. Diagrama simplificado de la extensión: (a) Condiciones iniciales con la litósfera en equilibrio térmico. El horizonte de separación de la litósfera superior e inferior se sitúa a una profundidad y . (b) La litósfera completa se estira por un factor β y adelgaza por $1/\beta$. Esto provoca un gradiente térmico elevado lineal. (c) La litósfera superior (por encima de la profundidad y) se estira por un factor δ y adelgaza por $1/\delta$. La litósfera inferior se estira por β y adelgaza por $1/\beta$. Esto genera un gradiente térmico en dos tramos o "two-legged" (Tomado de Royden y Keen, 1980).

- Wernicke (1985), basado en estudios de la cuenca "Basin and Range", sostiene que los sistemas de cizalla de la corteza superior pueden penetrar en toda la litósfera, en contraposición al modelo de McKenzie (1978) en el que las fracturas son verticales.

Divide la cizalla simple en cinco zonas dependiendo de la cantidad de adelgazamiento de la corteza respecto al manto (Figura 3.10). En la zona A, no hay extensión de la litósfera, pero puede haber un levantamiento junto a la zona de ruptura, si ésta es lo suficientemente profunda en la corteza, causando un "efecto de borde" por reajuste isostático. La conducción lateral de calor desde el rift también puede provocar un levantamiento en esta zona. En la zona B, se produce extensión de la corteza pero no del manto. El punto en el que la cizalla corta el manto define el límite de esta zona. En la zona C, la extensión se produce tanto en la parte cortical como en la

mantélica, estando en esta zona el punto de máxima disminución cortical y, por tanto, de máxima subsidencia neta. A medida que nos movemos hacia la parte distal el adelgazamiento del manto aumenta respecto al de la corteza, por lo que habrá un cambio de subsidencia tectónica a levantamiento. El límite de esta zona está donde sólo hay adelgazamiento en el manto. En la zona D, donde sólo se produce estiramiento en el manto, se genera durante el rifting un abombamiento topográfico mayor que en las otras zonas, ya que el punto de máximo adelgazamiento litosférico está en esta zona. La erosión del abombamiento puede adelgazar la corteza generando una subsidencia térmica que ligeramente sobrepasa el levantamiento. En la zona E, igual que en la zona A, no hay deformación, pero puede haber un levantamiento por conducción lateral de calor desde la zona D, ya que esta zona E está muy cerca del punto de máximo ascenso de la astenósfera, situado en la zona D. Debido a la erosión puede haber subsidencia neta si la cizalla en la litósfera inferior tiene la pendiente suficiente.

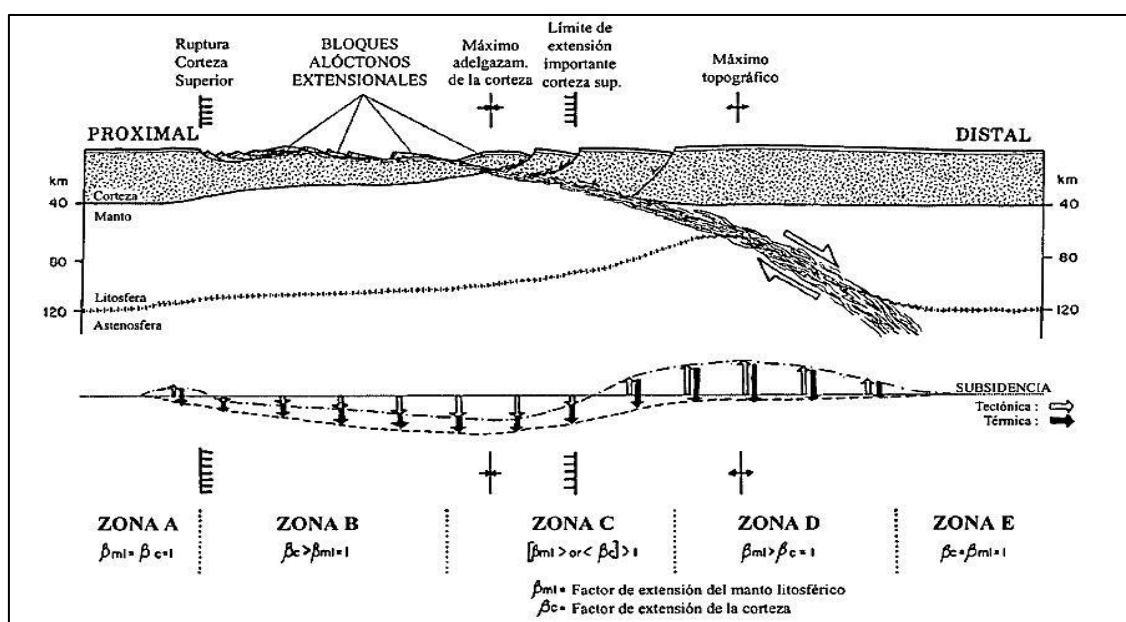


Figura 3.10. Esquema hipotético de una cizalla simple normal de toda la litósfera (Tomado de Wernicke, 1985).

Wernicke (1985) propone también un modelo de desarrollo de un sistema de cizalla extensional con cuatro estadios sucesivos que corresponderían a diferentes etapas evolutivas de distintas cuencas estudiadas (Figura 3.11):

1. Se forma una falla somera (o zona de cizalla en profundidad) con una inclinación de entre 10° y 30° que penetra en la mayor parte de la corteza, desarrollándose en la superficie como una falla de despegue y una cuenca sedimentaria asociada (Figura 3.11a).
2. A medida que la falla se mueve y la cuenca crece las primeras tectonitas dúctiles formadas comienzan a ascender. En este segundo estadio, denominado "Sevier Desert", las primeras cuencas generadas con la extensión contienen un alto porcentaje de material no conglomerático depositado en amplias zonas (Figura 3.11b).
3. Después de una cierta cantidad de desplazamiento de la falla, la deformación frágil penetrativa comienza a afectar a la cuenca sedimentaria y a su basamento, según continúa la deformación (estadio "El Dorado") (Figura 3.11c).
4. En este último estadio "Raft River", el adelgazamiento de la placa superior ha sido suficiente para producir tectonitas en condiciones frágiles. A medida que la cizalla continúa desarrollándose, una parte de la placa superior puede comenzar a extenderse de manera preferente respecto a las zonas de alrededor. Si la extensión es lo suficientemente grande, se pueden desarrollar pliegues en la superficie de despegue como resultado de un reajuste isostático, formándose una configuración arqueada de la zona de despegue madura, con la exposición de antiguas tectonitas en el núcleo del arco (Figura 3.11d).

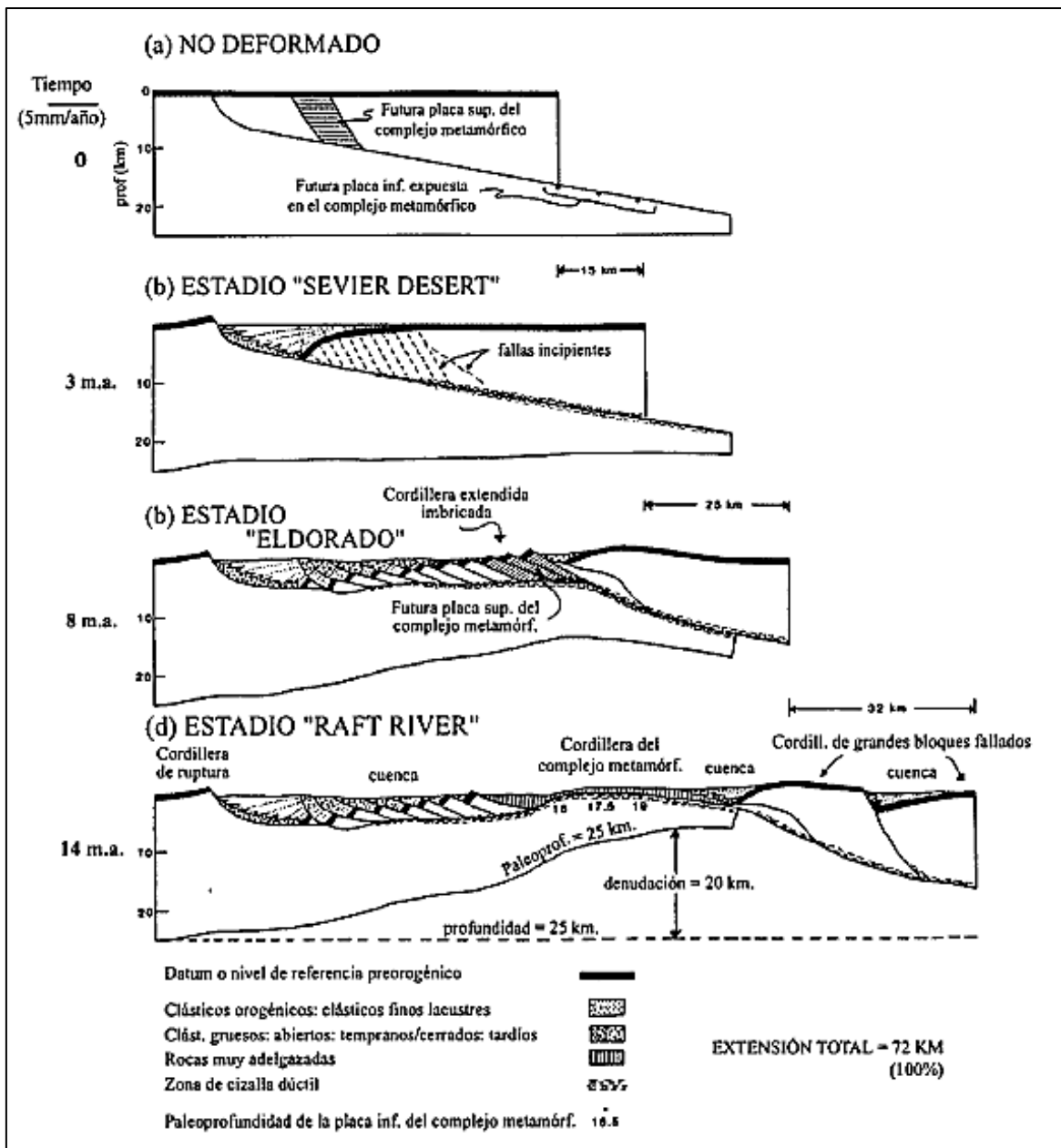


Figura 3.11. Estadios de desarrollo de un sistema de cizalla extensional en la corteza superior y media (Tomado de Wernicke, 1985).

Wernicke (1985) sostiene que cuanto menor es la inclinación de la zona de cizalla, menor es la energía invertida en crear topografía por unidad de estiramiento litosférico.

- Pitman y Andrews (1985) demostraron que en cuencas estrechas la pérdida de calor (por tanto, el enfriamiento de la litósfera) y el estiramiento se producen simultáneamente dando lugar a una subsidencia inicial o sin-rift muy rápida. La anchura de la cuenca es la que controla la magnitud del

enfriamiento con el tiempo, siendo más importante el flujo de calor horizontal que el vertical.

- Coward (1986) sostiene que la litósfera puede estirarse por la combinación de una extensión controlada por fallas en la corteza superior y una zona más localizada de extensión situada en la corteza inferior y el manto litosférico. La extensión en esta última zona puede verse favorecida por un esfuerzo suavizado por el aumento de los gradientes geotérmicos, el desarrollo de texturas y procesos metamórficos. En cambio, las fracturas en la zona de la corteza superior frágil tienden a bloquearse después de una cantidad de extensión finita y la deformación se transfiere a nuevas fracturas. El resultado es que las fallas se extienden hacia la parte externa, pero sobre todo en una dirección alejándose del rift inicial, ensanchando la zona de extensión de la corteza superior.

3.4. Variaciones respecto al marco tectónico

El emplazamiento de cuerpos magmáticos en la litósfera continental representa un importante proceso a través del cual pueden ocurrir modificaciones de las propiedades físicas iniciales del sistema durante la extensión.

La introducción de grandes volúmenes de magma en la litósfera continental modifica las propiedades térmicas y mecánicas, lo que resulta en una interacción entre magmatismo y tectónica, la cual desempeña un papel de gran importancia en el control de la evolución estructural del sistema de rift.

Muchos rifts comparten características que son típicas de los modelos de rifting pasivo o activo, por lo tanto es probable que estos dos procesos

contribuyan al rifting, aunque la importancia de un mecanismo único puede prevalecer en el rifting continental o puede variar durante su evolución (Huisman y colaboradores, 2001). Por ejemplo, muchos rift parecen caracterizarse por un ciclo evolutivo, empezando con una fase inicial pasiva para después pasar a una fase activa (Wilson, 1993). Existen modelos que apoyan estas observaciones, ya que muestran que el estiramiento pasivo desestabiliza la litósfera inferior y conduce a una fase activa caracterizada por un levantamiento por convección de la astenósfera a pequeña escala. Este cambio del modelo de rifting pasivo al modelo de rifting activo se espera que tenga lugar en una fase tardía del sin-rift y/o post-rift (Huisman, 2001).

También se ha puesto de manifiesto que el mecanismo de rifting activo no es capaz de producir una significativa extensión cortical, a menos que se asocie con una cinemática de placas favorable. Además, se ha documentado que en muchas áreas extensionales, existen rotaciones rápidas cerca de la superficie debido a los esfuerzos generados.

3.5. Características estructurales, geomorfológicas y deposicionales

3.5.1. Características estructurales

Los rifts están delimitados por una serie de fallas normales que suelen formar un graben (Figura 3.12c) o semigraben (Figura 3.12b) (Kearey & Vine, 1996), lo que puede generar una asimetría en la geometría de los depósitos.

Los fallamientos más comunes son los lístricos y normales, y su importancia varía dependiendo de la etapa de desarrollo de la cuenca, por lo

que en las cuencas que están en etapa de extensión, las fallas dominantes e importantes son las normales (Badley, Egeberg y Nipen, 1984).

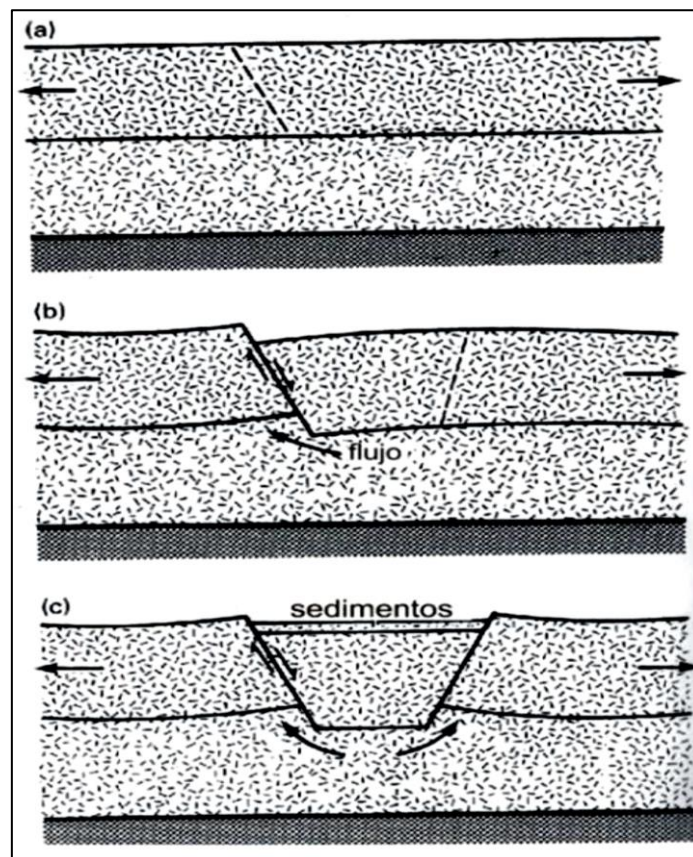


Figura 3.12. Etapas de formación de una cuenca de rift. a) Se observa como comienza a deformarse la corteza, b) se genera un semigraben y c) se ha formado ya el graben que en la parte superior acumula sedimentos (Tomada de Kearey & Vine, 1996).

En las cuencas sin-rift, los semigrabens se caracterizan por geometrías de falla complejas que implican estructuras locales positivas y negativas de estructuras en flor y plegadas (Rosendahl, 1987; Morley y colaboradores, 1990). Desde una vista de planta, las fallas de los semigrabens a menudo muestran una geometría curvilínea, indicativa de su configuración lístrica. El nivel del plano de falla corresponde a la zona de transición frágil-dúctil de la corteza, bajo la cual la deformación de la corteza es dominada por cizalla dúctil (Gibbs, 1987, 1989; Kusznir y Egan, 1989).

Debido a que las cuencas de rift suelen tener una gran extensión geográfica, éstas presentan distintos tipos de estructuras dependiendo de la

cercanía de la fuente de los sedimentos; formando desde abanicos aluviales, deltas o turbiditas en el caso de los océanos profundos (Einsele, 2000).

Existen tres tipos básicos de estructuras tensionales asociadas a rifts (Schlische, 1991). El sistema más conocido y simple es el estilo de fallamiento en bloques tipo dominó descrito originalmente para la cuenca de “Basin and Range” (Emmons y Garrey, 1910). El segundo tipo de semigraben es el generado a partir de un despegue horizontal o de bajo ángulo y el tercero es el asociado a fallas de crecimiento (Figura 3.13).

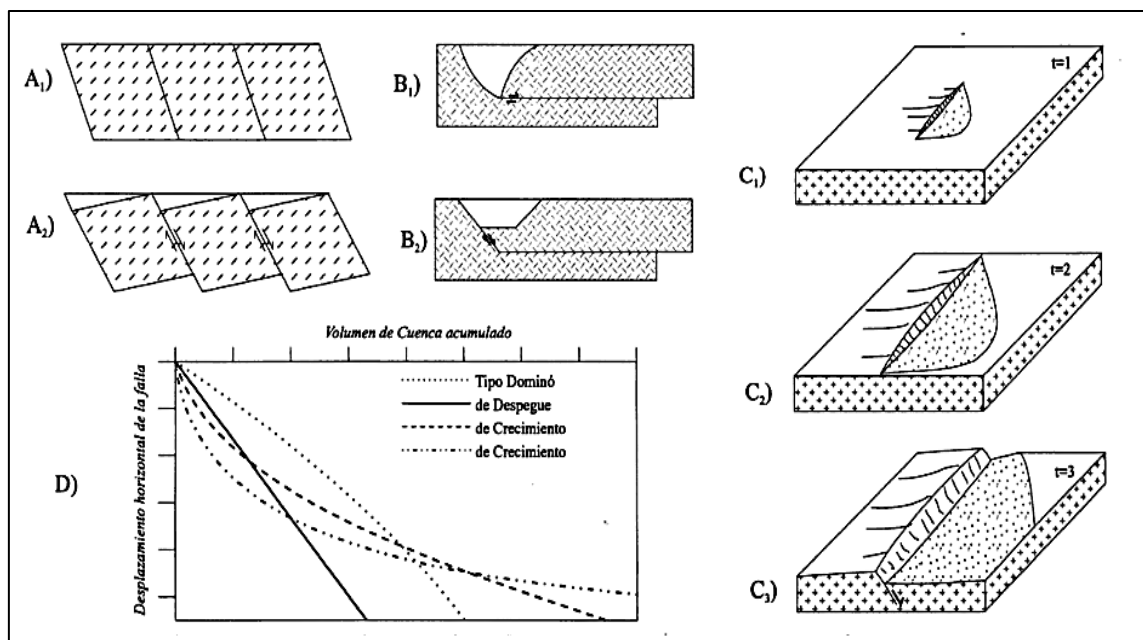


Figura 3.13. Los tres principales modelos de cuencas extensionales tipo semigraben: A) Modelo de fallas en dominó. B) Sistemas de falla con despegue basal, en que el relleno del espacio generado es producido por el colapso del bloque desplazado a lo largo de fallas verticales en el sistema lístrico y fallas antitéticas a 45° en el sistema planar. C) Modelo evolutivo de un sistema asociado a una falla de crecimiento tridimensional. D) Relación entre el volumen de cuenca acumulado y el desplazamiento horizontal de la falla principal para cada uno de los modelos anteriores (Tomado de Schlische, 1991).

Los dos primeros modelos consideran un esquema de deformación planar constante que implica un desplazamiento constante a lo largo de la estructura y traslado entre depocentros por “fallas de transferencia”. El tercer modelo, de falla de crecimiento, considera la dependencia del tamaño de falla con el desplazamiento (que se incrementa progresivamente), y a su vez asume

un vector desplazamiento no uniforme a lo largo de la traza de la fractura. Esta dinámica de desplazamiento parece ser el más acertado dado que se ha comprobado para varias escalas de fallas (Watterson, 1988).

Schlische (1991) ha sintetizado estos tres modelos mostrando cómo evoluciona el espacio (cuenca) generado por el desplazamiento de las fracturas. En el primer modelo, la cantidad de espacio de acomodo generado a desplazamiento constante disminuye, en el segundo, se mantiene aproximadamente constante (asumiendo balances de áreas para las estructuras), mientras que para el tercer caso (fallas de crecimiento), el área de acomodo se incrementa.

El estudio tridimensional de los hundimientos y elevamientos relativos y asociados a este tipo de modelo tectónico (Schlische, 1991), indica que el incremento de espacio de acomodo va a provocar una natural tendencia al paso de ambientes aluviales a lacustres (con la lógica evolución granodecreciente), tal como se observa en muchas cuencas de rift (Olsen, 1990). Sin embargo, este modelo debe tomarse conceptualmente ya que postula una entrada de sedimentos constante a la cuenca, sin dar cuenta del natural rejuvenecimiento de los sistemas sedimentarios que se producen durante la tectónica activa, y tampoco simula cómo evoluciona el espacio de acomodo durante las etapas de post-rift. Schlische y Olsen (1990) investigaron varias cuencas de rift indicando que en general el relleno es tripartito (aluvial, lacustre y fluviodeltaico).

En la etapa de sin-rift comienza a producirse estiramiento de la región, por consecuencia las estructuras son inicialmente pequeñas y sus

desplazamientos no son muy grandes, lo que favorece el estadio inicial de sobrealimentación: en esta etapa el aporte de sedimentos es mayor que el espacio generado.

3.5.2. Características geomorfológicas

Los sedimentos sin-rift suelen ser depositados en semigrabens formados por un intenso estiramiento y adelgazamiento de la corteza continental y la litósfera. La corteza superior se deforma por fallamiento extensional frágil que puede incluir desprendimiento subhorizontal en las superficies principales así como fallas en cuña. La corteza inferior dúctil y el manto superior se deforman por estiramiento plástico y adelgazamiento.

La morfología, claramente, asimétrica de los semigrabens que caracterizan a la mayoría de las cuencas de rift pueden ejercer una fuerte influencia sobre el drenaje, la distribución de los ambientes sedimentarios y en última instancia, de la arquitectura estratigráfica (Leeder y Jackson, 1993). Un típico semigraben es caracterizado por un fallamiento abrupto y un margen de alto relieve de un lado, contrastando con un margen opuesto de un relieve topográfico proporcionalmente menor. La asimetría estructural de un semigraben se verá reflejada en la topografía de la superficie, donde el piso de la cuenca se inclinará en la misma dirección que el echado estructural (es decir, hacia el margen de falla delimitadora de la cuenca). Leeder y Gawthorpe (1987) denominan esta concordancia entre la superficie de la Tierra y su estructura como “pendiente tectónica” (Figura 3.14).

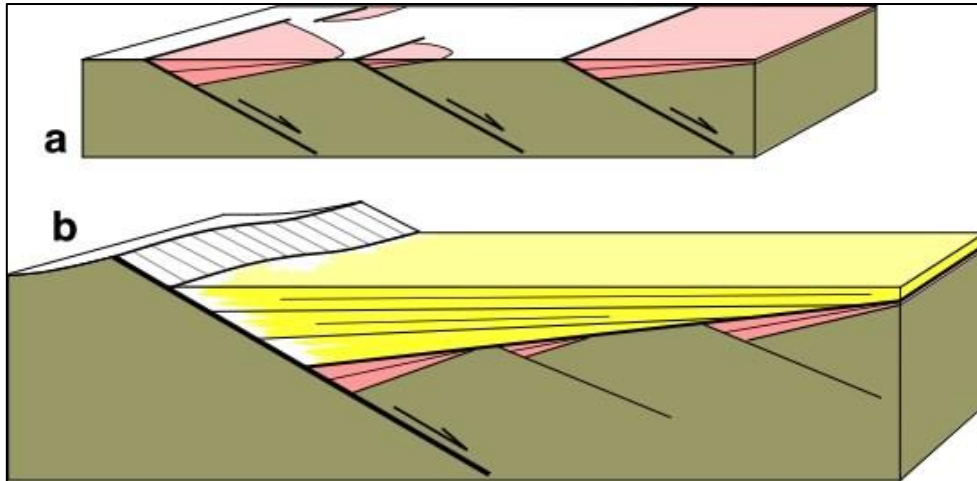


Figura 3.14. Las cuencas de tipo semigraben se caracterizan por el desarrollo de una geometría asimétrica en sentido transversal al eje mayor (Tomado de Schlische y Withjack, 1999).

3.5.3. Características deposicionales

Las cuencas extensionales están presentes en las diferentes etapas de la evolución geológica de la Tierra y se desarrollan en diferentes ambientes geodinámicos, desde márgenes divergentes a convergentes y aún en sitios de intraplaca (Kearey y Vine, 1992; Condie, 1997; Ziegler y Cloetingh, 2004). En conjunto contienen importantes reservas probadas y potenciales de depósitos minerales y de yacimientos de hidrocarburos (Cuenca del Mar del Norte, Cuenca del W. Siberiano, Cuenca del Golfo de Suez, entre muchas otras) (Ziegler y Cloetingh, 2004).

Las cuencas de rift se caracterizan por ser depresiones alongadas bordeadas por fallas normales, con dimensiones del orden de las decenas a centenas de kilómetros de ancho y de cientos a miles de kilómetros de largo (Schlische y Anders, 1996; Morley, 1999a; Gawthorpe y Leeder, 2000).

Internamente están constituidas por depocentros simétricos (grabens) y/o asimétricos (semigrabens), a menudo segmentados, con polaridades opuestas y con diferentes tipos de conexiones entre sí (zonas de acomodación)

(Schlische, 1991; Schlische y Anders, 1996; Morley, 1999a; Gawthorpe y Leeder, 2000; Morley, 2004).

Los resaltos topográficos y depresiones desarrolladas en estos escenarios producen ciclos de intemperismo, erosión y transporte que originan aporte de tipo sedimentario a las cuencas (Gawthorpe y Leeder, 2000; Leeder, 2003). A su vez, el adelgazamiento de la litósfera y el desequilibrio termal pueden producir importantes fenómenos magmáticos, incrementando el rol del volcanismo en el relleno.

En conjunto las variables estructurales, sedimentarias y magmáticas se relacionan de manera compleja, sobre todo en los estadíos iniciales de rifting, donde se registran diferentes procesos episódicos extensionales y volcánicos, conjuntamente con el cambio de ambientes continentales a marinos para muchas cuencas de rift del mundo (Schlische, 1992; Morley, 1999a; Kattenhorn y Pollard, 2001; Ziegler y Cloetingh, 2004). Estas condiciones revelan la dificultad para evaluar los controles sobre el relleno en esos estadíos iniciales de este tipo de cuencas.

La asimetría de los semigrabens es un elemento de gran influencia en los sistemas depositacionales, ya que la misma determina en gran medida las pendientes y los tamaños de las áreas de drenaje de los sistemas sedimentarios (Leeder y colaboradores, 1988; Lambiase, 1991). Esta asimetría también influye en gran medida en el relleno sedimentario, tanto bajo tectonismo constante (Schlische, 1991), como cuando existen marcadas etapas en la evolución tectónica de la cuenca.

Tanto es así, que en las fases de sin-rift las cuencas tienden a contraerse, localizándose el hundimiento en las áreas adyacentes a las

principales estructuras de rifting. En cambio durante la etapa post-rift, la cuenca tiende a ampliarse arealmente debido a que el hundimiento (marcadamente más lento), lo que está relacionado a subsidencia termotectónica y al efecto de carga de los sedimentos acumulados en la etapa anterior. Esta mecánica de funcionamiento ocasiona que durante las etapas de sin-rift, los sistemas depositacionales asociados al borde de cuenca activo sean favorecidos, dado que las pendientes de tales sistemas son permanentemente rejuvenecidas.

Una parte importante del relleno sedimentario, es la actividad magmática asociada a los diferentes estadios evolutivos. Es ampliamente conocido que durante las etapas de sin-rift se favorece la extrusión de materiales básicos procedentes de niveles subcorticales. El proceso de extensión litosférica, se caracteriza por un desarrollo de bloques basculados y semigrabens limitados por fallas (McKenzie, 1978). Las cuencas de rift desarrolladas progresivamente durante la extensión, ejercen durante ese tiempo una gran influencia en la geomorfología y en los mecanismos de transferencia de sedimentos.

Muchos modelos sintetizados muestran la clara relación entre los procesos sedimentarios y la tectónica activa (Leeder, 1987; Jordan, 1989). Es destacable que en muchos casos, los modelos predicen situaciones opuestas a lo que se opinaba originalmente (por ejemplo, aumento de granulometría como indicativo de actividad tectónica, Steel, 1977). Tal es el caso de los conglomerados arealmente muy extendidos asociables a etapas de calma tectónica. Particularmente, existen modelos de funcionamiento tectonosedimentario de cuencas tipo sin-rift, en donde se relaciona las velocidades de extensión, espacio creado, geometría de la cuenca y secuencias sedimentarias resultantes (Leeder, 1987; Schlische, 1991). Sin

embargo, como sucede en los modelos sintetizados o conceptuales, generalmente no son evaluadas todas las variables simultánea o correctamente, por lo que dichos modelos solo presentan un valor importante comparativo (Schlische, 1991).

Para comprender bien cómo es el funcionamiento de una cuenca tipo sin-rift, cabe recordar que al activarse la falla principal, el 90% del desplazamiento se traduce en hundimiento del bloque de techo, mientras que el 10% restante se convierte en el elevamiento del bloque de piso (Jackson y McKenzie, 1983; Leeder, 1988). En el tipo y evolución del relleno sedimentario en el semigraben de una cuenca sin-rift tiene fundamental importancia la clase de estructura asociado al mismo.

3.6. Modelo estratigráfico de las cuencas sin-rift

Los rellenos de las cuencas de rift se han clasificado, de acuerdo a las diferentes etapas estratigráficas, en su evolución tectonosedimentaria. Por ejemplo, cambios eustáticos del nivel del mar, erosión por corrientes marinas de fondo, o bien fenómenos esporádicos y de gran erosión como tormentas, oleaje intenso sobre líneas de costa, acreción y subsidencia (Weltje y colaboradores, 1998).

3.6.1. Secuencias pre-rift

En general, las secuencias estratificadas pre-rift son depositadas antes del rifting de acuerdo al ambiente sedimentario prevaleciente (Bradley y colaboradores, 1984). Los sedimentos que se depositen posteriormente serán secuencias sin-rift o discordancias post-rift posteriores, según la evolución geotectónica de la cuenca.

3.6.2. Discordancia sin-rift

La discordancia entre el pre-rift y el sin-rift es una superficie de erosión generalizada o local, que se define fácilmente por una superficie de discordancia que se ha formado durante el proceso de extensión por rotación de bloques limitados por fallas con una superposición de secuencias sin-rift (Schlische y Olsen, 1990). A esta discordancia se le llama “discordancia sin-rift”, ya que se genera antes y durante el rifting y subyace a secuencias sedimentarias estratificadas sin-rift.

3.6.3. Secuencias sin-rift

Las secuencias sedimentarias estratificadas sin-rift son sedimentos depositados durante la extensión mecánica y la subsidencia (Badley y colaboradores, 1988). Estas secuencias son reconocibles por el espesor de las capas sedimentarias (mayor en la zona cercana al plano de falla), la depositación de sedimentos finos, la deformación estructural y por una disminución en los efectos de dragado de la cuenca.

Se debe tener cuidado al usar el término “sin-rift” porque puede suceder que una parte de la cuenca muestre las características antes mencionadas, pero que en otra parte de la misma, ésta sea tectónicamente inactiva durante el mismo periodo de tiempo.

Así, el término sin-rift se utiliza en un sentido local donde solo hay características estratigráficas que indican movimiento de la falla sin-deposicional o en un sentido de tiempo estratigráfico más general para indicar un periodo de tiempo en la evolución de la cuenca, caracterizado típicamente por la extensión mecánica.

Debido a la dificultad de identificar el verdadero sin-rift del post-rift, se sugiere que por conveniencia la descripción como sin-rift debería referirse a “todo el relleno entre los bloques rotados adyacentes” (Frostick y Steel, 1993); sin embargo, esto parece un paso atrás y tales secuencias podrían ser mejor conocidas simplemente como secuencias de rift o relleno de la cuenca de rift.

3.6.4. Discordancia post-rift

Esta superficie fue llamada inicialmente “discontinuidad de ruptura” (Falvey, 1974) ya que se pensaba era generada por el inicio de la expansión del fondo oceánico. No obstante, este uso no puede ser aplicado a cuencas continentales o para los rifts abortados como el del Mar del Norte, que no han experimentado desplazamiento del piso oceánico, pero que tienen secuencias depositadas después de que el movimiento de la falla extensional ha cesado.

Grow y colaboradores (1983); junto con Bradley y colaboradores (1984, 1988), proponen el término de discordancia post-rift para las superficies erosionadas, las cuales marcan la base del depósito de secuencias durante las fases termal o de subsidencia post-rift en la evolución de las cuencas.

3.6.5. Secuencias post-rift

Las secuencias estratificadas post-rift son aquellas que recubren la discordancia post-rift (Figura 3.15) y se depositan durante la etapa de subsidencia termal de post-rift (Bradley, 1984).

Hubbard (1988) utiliza los términos “margen pasivo” para estas secuencias; aunque dicha etapa estratigráfica esta etiquetada como post-rift, debe recordarse que las cuencas todavía pueden clasificarse hasta que evolucionen totalmente sin problemas de convertirse con el tiempo en un margen pasivo maduro de la cuenca oceánica o en un rift abortado.

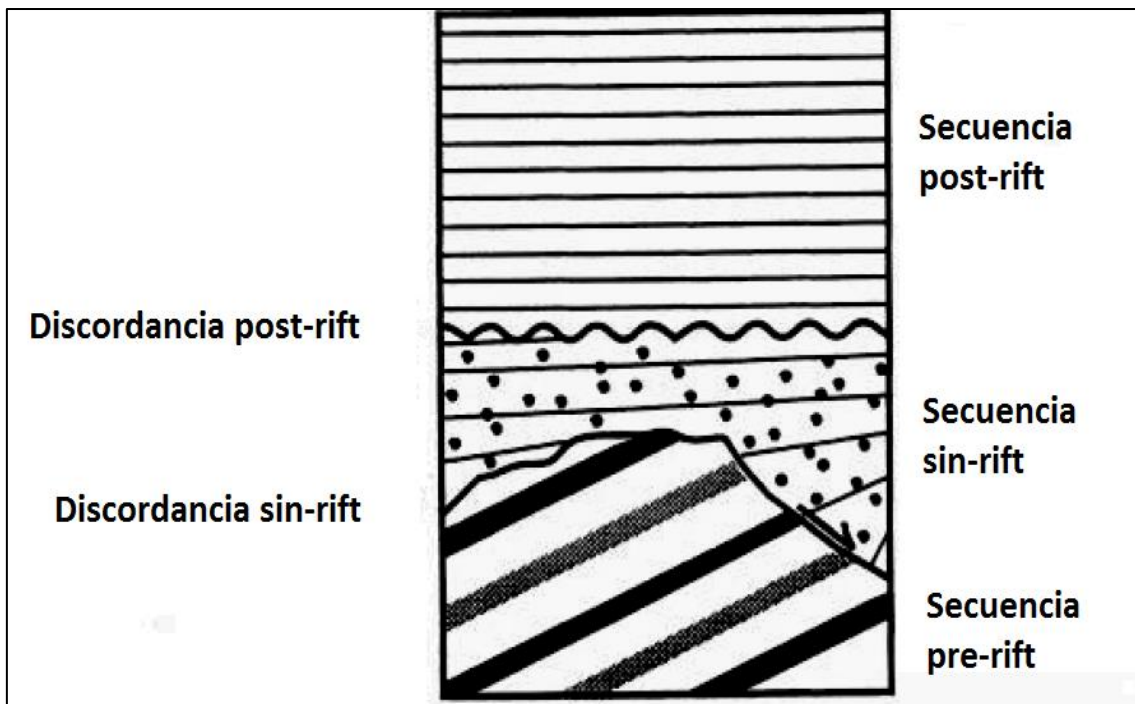


Figura 3.15. Modelos estratigráfico de las cuencas de rift (Tomado de Müller y Egenhoff, 2003).

La fase post-rift es comúnmente marcada por el espesor, las secuencias correlacionadas en tiempo con los ciclos eustáticos, la geometría del relleno y la geometría de la discordancia post-rift, debido a la topografía de semigraben de la fase sin-rift.

La subsidencia está controlada por el enfriamiento y el aumento en densidad de la litósfera y astenósfera, y ocurre sobre un área más extensa que la subsidencia generada por extensión mecánica. La subsidencia máxima se produce sobre los sitios más delgados del manto litosférico y se incrementa por los sedimentos y la carga hidrostática (Bolt, 1992).

Capítulo 4. Ejemplos Representativos de Cuencas Sedimentarias Sin-rift

Actualmente, existen cerca de 30 cuencas sedimentarias sin-rift productoras de petróleo a nivel mundial (Roure y Ellouz, 1996), dentro de las cuales se describirán tres: la Cuenca de Colorado, la Cuenca Neuquina y la Cuenca de Campos; ello con el fin de resaltar su gran importancia en la industria petrolera.

Respecto a las cuencas sedimentarias sin-rift en México, se tienen varias sin embargo las cuencas con potencial petrolero más importantes son: la Provincia de Tampico-Misantla, la Cuenca de Sabinas y la Sonda de Campeche, ya que éstas en su conjunto contienen el 90% de los recursos prospectivos totales de México.

A continuación, se realiza la descripción correspondiente de cada una de las cuencas antes mencionadas, teniendo como principales características de estudio: su ubicación geográfica, evolución geológica, geología estructural, marco tectónico, características tectonosedimentarias, características estratigráficas, producción, entre otros más.

4.1. Ejemplos de Cuencas Sin-rift en México

4.1.1. Provincia Tampico-Misantla

4.1.1.1. Ubicación

La Provincia Tampico-Misantla, productora principalmente de aceite, se ubica en el Oriente de México y comprende desde el extremo Sur del Estado de Tamaulipas hasta la parte central del Estado de Veracruz, abarcando porciones de Hidalgo, Oriente de San Luís Potosí, Norte de Puebla y un

segmento de la plataforma continental del Golfo de México hasta la isobata de 500 m (Figura 4.1 y Figura 4.2).

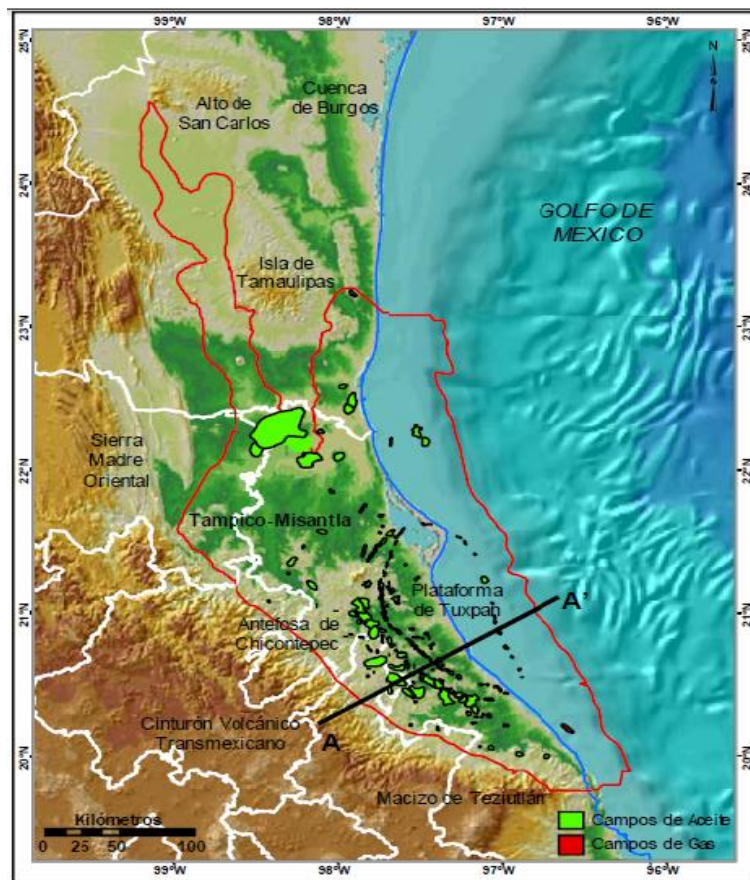


Figura 4.1. Ubicación de la Provincia Tampico-Misantla (Tomado de PEMEX, 2013).

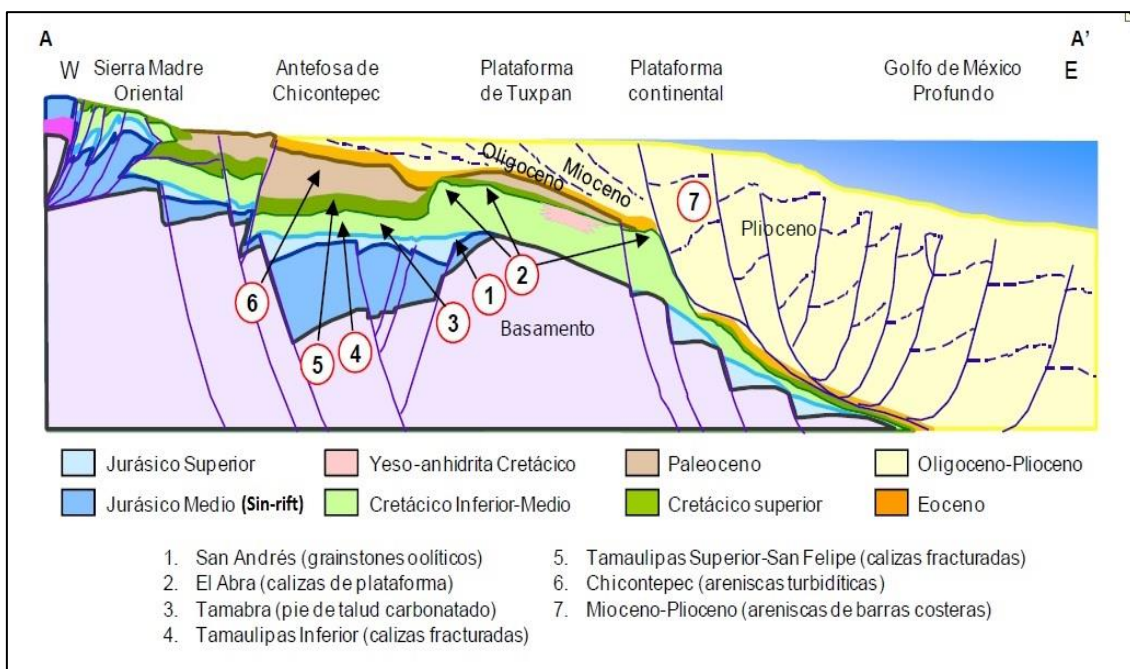


Figura 4.2. Distribución de campos y sección representativa de la Provincia Tampico-Misantla (Tomado de PEMEX, 2013).

4.1.1.2. Evolución Geológica

El basamento cristalino está constituido por rocas ígneas y metamórficas con edades que varían desde el Pérmico hasta el Jurásico Medio. En la columna sedimentaria de la Provincia Tampico-Misantla se reconocen las siguientes tectono-secuencias:

La primer tectono-secuencia (Sin-rift): Inicia en el Triásico, con el depósito sobre el basamento de clásticos continentales de ambientes aluviales y fluviales con algunos flujos de lava de la Formación Huizachal, del Triásico Tardío (Hettangiano), seguidos por una secuencia transgresiva marina de areniscas y lutitas de la Formación Huayacocotla del Jurásico Inferior durante el Hettangiano-Pliensbachiano. En el Jurásico Medio se restablecieron condiciones continentales y se depositaron clásticos de la Formación Cahuasas. Una nueva transgresión favoreció el depósito de calizas oolíticas de la parte inferior de la Formación Huehuetepec.

Sobre estas formaciones se depositaron en el Calloviano calizas arenosas, y bioclásticos arcillosos de la Formación Tepexic, la cuales fueron sobreyacidas por calizas arcillosas y carbonosas de aguas profundas de la Formación Santiago al alcanzar la máxima transgresión en el Oxfordiano. Alrededor de los altos de basamento se desarrollaron rampas carbonatadas en las que se depositaron en la parte interna calizas arcillo-arenosas de la Formación San Pedro y oolíticas de la Formación San Andrés y sus equivalentes laterales de la Formación Chipoco y de cuenca de la Formación Tamán. Estas facies alcanzaron su máximo desarrollo durante el Kimmeridgiano extendiéndose hacia la cuenca, sobre todo durante el siguiente

descenso del nivel del mar, observándose en algunas zonas un cambio abrupto de la Formación Santiago a Chipoco y/o San Andrés.

Las calizas arcillosas y carbonosas de la Formación Pimienta cubren regionalmente a las de las formaciones Tamán, Chipoco y San Andrés durante el Tithoniano. Hacia el final del Jurásico se depositó sobre la Formación Pimienta un paquete delgado de clásticos correspondientes a la Formación La Casita, derivado de la erosión de las zonas expuestas de basamento.

La tectono-secuencia Margen Pasiva: Inicia con el depósito de calizas oolíticas y bioclásticas del miembro inferior de la Formación Tamaulipas Inferior del Berriasiano-Valanginiano mientras que hacia el área de Tuxpan se desarrolló un borde arrecifal representado por las calizas de la Formación El Abra bordeado por sedimentación de talud de la Formación Tamabra. A finales del Cenomaniano esta plataforma sufre una exposición subaérea particularmente prolongada y con la transgresión subsiguiente se restableció la sedimentación carbonatada somera, más adelante debido al ascenso relativo del nivel del mar se depositaron calizas pelágicas carbonosas de la Formación Agua Nueva del Turoniano sobre las formaciones Abra, Tamabra y Tamaulipas Superior; posteriormente calizas arcillosas con intercalaciones de bentonita de la Formación San Felipe seguidas por margas, calizas arcillosas y lutitas calcáreas de la Formación Méndez marcando el final de la tectono-secuencia Margen Pasiva.

La tectono-secuencia Antefosa: Se caracteriza por el cambio de sedimentación carbonatada a terrígena, estos últimos depósitos cenozoicos marinos fueron definidos originalmente como Cuenca Tampico-Misantla por López-Ramos (1956).

El perfil batimétrico tendía a ser de tipo rampa o con zonas relativamente estrechas, en las que los sistemas costeros pasaban a una zona de prodelta o talud en el que predominaba el transporte por corrientes de turbidez, flujos de escombros y deslizamientos.

4.1.1.3. Geología Estructural

La Provincia Tampico–Misantla es una cuenca en la que los bloques de basamento están dislocados por sistemas de fallas normales originadas durante la etapa de apertura del Golfo de México en el Triásico–Jurásico Medio. En esta región está la Faja de Oro, elemento paleogeográfico del Jurásico que se desarrolló como una plataforma aislada del Cretácico de forma contemporánea con la Plataforma Carbonatada Valles–San Luis Potosí.

La Provincia Tampico-Misantla está conformada principalmente por los siguientes elementos tectónico-estructurales y estratigráficos: el Alto de Tamaulipas y el Homoclinal de San José de las Rusias como su límite Norte; El Paleocañón Bejuco-La Laja, el Alto de la Sierra de Tantíma y la Cuenca de Chicontepéc limitan al Sur con la Franja Volcánica Transmexicana. En las proximidades de la ciudad de Tampico, Tamaulipas, está el Alto o Isla de Arenque, Alto de la Plataforma de Tuxpan y al poniente el Frente Tectónico del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental. Algunos de estos elementos estructurales han influido en la creación de diferentes unidades litoestratigráficas según el régimen tectónico (PEMEX, 2010).

Durante la Orogenia Laramide, las rocas de la Provincia Tampico–Misantla experimentaron dos eventos de acortamiento importantes: las unidades Jurásicas y del Cretácico Temprano desarrollaron dos fases de deformación contractiva, las cuales se manifiestan a través de pliegues

replegados y fallas inversas. Los pliegues de la primera generación se caracterizan por flancos isoclinales, mientras que la segunda generación desarrolla pliegues abiertos cortados por fallas inversas.

Por sus características estratigráficas, las unidades litológicas de la Provincia Tampico–Misantla y la plataforma carbonatada Valles–San Luis Potosí influyeron en los estilos de la deformación. Hacia el margen oeste de la Provincia Tampico–Misantla, la deformación se dio principalmente por fallas de cabalgadura y pliegues asociados apretados, mientras que hacia el centro de la cuenca se aprecian pliegues apretados y recostados. Hacia la parte externa de la cuenca se desarrollaron cabalgaduras de bajo ángulo y pliegues suaves convergentes al E–NE y otros con planos axiales verticales.

Las estimaciones de acortamiento mínimo fueron presentadas en 2009 por Ortega, Tolson y Fitz, quienes emplearon estructuras mesoscópicas de las unidades del Cretácico Temprano–Tardío. Obtuvieron los siguientes resultados: hay un acortamiento máximo entre 72 y 75% con dirección ENE-WSW acomodado por pliegues entre la Provincia Tampico–Misantla y la plataforma carbonatada Valles–San Luis Potosí. Sin embargo, hay que considerar que las rocas jurásicas cercanas al borde de la plataforma carbonatada Valles–San Luis, presentan un acortamiento aún mayor. En la parte central, los pliegues presentan un acortamiento de 45-60% y, en las partes periféricas, el acortamiento está entre 19-32%. Los resultados son consistentes con el modelo de cuña orogénica en el cual la deformación disminuye hacia el antepaís. Esta cuña es sólo una parte de un cinturón de pliegues y cabalgaduras e involucra, principalmente, la cobertura sedimentaria por encima de una zona de despegue (Ferrari y Rosales, 2009).

En el Cenozoico, se formaron en el Oriente de México varias cuencas postorogénicas en las que se acumularon gruesas secuencias de clastos, tal como ocurrió en la Cuenca de Chicontepec, la cual inició su relleno en el Paleoceno. Las rocas cenozoicas más antiguas y deformadas tectónicamente se encuentran en las estribaciones de la Sierra Madre Oriental, cambiando a secuencias más jóvenes y menos deformadas hacia la línea de costa actual; el rumbo de la mayoría de los estratos es NW-SE con dirección de inclinación al Oriente. En la porción Norte de la Provincia Tampico-Misantla las trampas petroleras están relacionadas con una componente estratigráfica importante, aunque se tienen documentados, que ocurrieron levantamientos que originaron fallas de tipo normal con su correspondiente fracturamiento asociado. Los grabens propiciaron la sedimentación clástica en las depresiones, formando gruesas cuñas que originaron la configuración de las estructuras en forma de rampa. La expresión superficial de la Plataforma de Tamaulipas es la Sierra de Tamaulipas, al Norte del Puerto de Tampico, la cual evolucionó a partir de un pilar tectónico formado por rocas graníticas, teniendo al Oriente y al poniente fosas tectónicas que en el subsuelo contienen rocas paleozoicas marinas cubiertas discordantemente por capas rojas del Triásico Superior. Los horst quedaron cubiertos por sedimentos marinos carbonatados desde el Cretácico Temprano y calcáreo-arcillosos durante el Cretácico Tardío. Su estructura actual corresponde a un anticlinal, y las rocas aflorantes más antiguas son del Cretácico Inferior aunque en su núcleo existen, sepultadas, secuencias más antiguas. Los pliegues de segundo orden que conforman a este anticlinal son suaves y en varios sitios existen intrusiones de rocas graníticas. La Plataforma de Tuxpan (Tuxpan-Tecolutla) se extiende en el subsuelo desde el área de

Cabo Rojo hasta la playa de Tecolutla, alcanzando una longitud de 150 km y anchura máxima de 70 km a la altura de Tuxpan. En el centro de la plataforma, como basamento, hay rocas intrusivas del Paleozoico Tardío, que localmente están cubiertas por restos de capas rojas del Triásico Tardío. Estas rocas, a su vez, fueron cubiertas por sedimentos evaporíticos del Cretácico Temprano que después se cubrieron en el Albiano-Cenomaniano por un notable desarrollo de facies arrecifales, sobre todo a lo largo de su borde occidental formando la Faja de Oro. Los movimientos verticales que dieron origen a esta plataforma perduraron hasta el final del Cretácico, propiciando los grandes acantilados a lo largo del borde de esta plataforma y, finalmente, su basculamiento hacia el Noreste (Nava y Alegría, 2001).

4.1.1.4. Estratigrafía

La presencia de hidrocarburos en la Provincia Tampico-Misantla se explica al analizar la historia geológica de la región, desde que inició el relleno sedimentario de las cuencas sedimentarias marinas mesozoicas, cuando la región, después de pertenecer al supercontinente Pangea (Permo-Triásico), participó en la fragmentación del mismo, en el Triásico-Jurásico.

El Golfo de México se generó bajo un régimen tectónico distensivo y para el periodo Cretácico amplias plataformas carbonatadas evolucionaron, hasta que al final del mismo y en el Paleoceno, debido a la Orogenia Laramide, se formó la Sierra Madre Oriental.

Este levantamiento ocasionó la rotación de bloques con la consecuente formación de grandes depresiones (cuencas sintectónicas), en donde se depositaron gruesos espesores de sedimentos terrígenos al frente de la Sierra

Madre Oriental (Nava y Alegría, 2001), como ocurre con la Cuenca de Chicontepec, una cuenca foreland que esta sobrepuesta a la Cuenca Rift.

La secuencia sedimentaria que cubre el basamento cristalino en el área está compuesta por 36 formaciones, de las cuales 18 son cenozoicas y las restantes 18 son mesozoicas en las que se registran espesores de hasta 7 km para esta cubierta sedimentaria compuesta de rocas carbonatadas del Mesozoico y clásticas del Cenozoico (Figura 4.3), (Escalera, 2010).

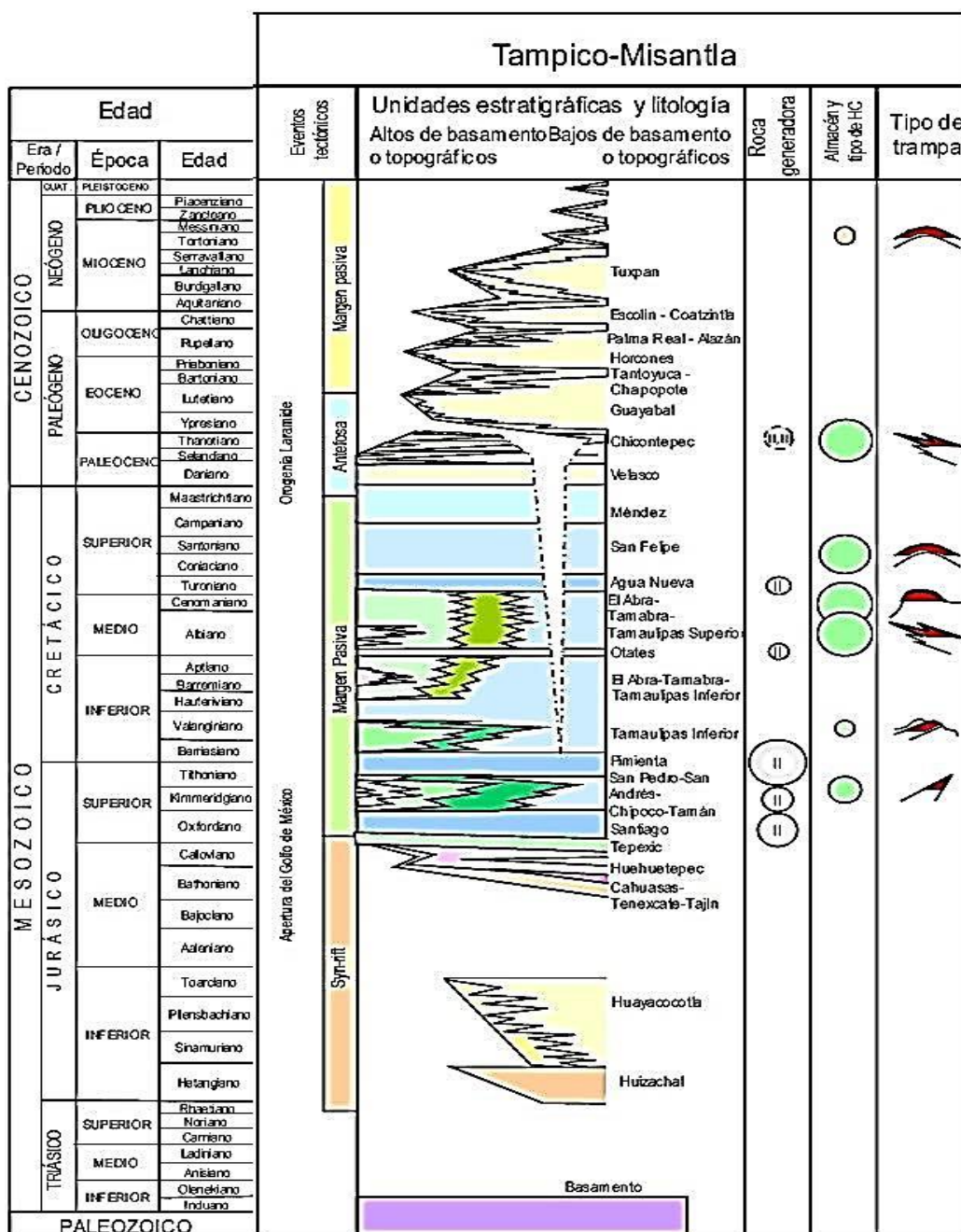


Figura 4.3. Estratigrafía de la Provincia Tampico-Misantla (Tomado de Escalera, 2010).

En la Figura 4.3 se explica el proceso depositacional sin-rift en la Provincia Tampico-Misantla durante las edades del Triásico y Jurásico.

El Jurásico Medio inicia la depositación de los sedimentos relacionados con la apertura del Golfo de México con una tectonosecuencia sin-rift conformada por sedimentos continentales constituidos por conglomerados, areniscas y lutitas de coloración rojiza depositados posiblemente por corrientes aluviales en fosas durante el Bathoniano, los cuales presentan mayores espesores en los depocentros de los sin-rift y se adelgazan hasta acuñarse contra los altos de basamento sobre el cual descansan discordantemente. Sobre estos sedimentos continentales se depositaron calizas oolíticas y bioclásticas del miembro inferior de la Formación Huehuetepic que marcan el inicio de una secuencia transgresiva. Estas rocas son sobreyacidas por mudstone y wackestone anhidríticos y anhidritas del miembro superior de la misma formación Huehuetepic. Durante el Calloviano, una transgresión marina más extensa, estableció un ambiente de plataforma abierta representada por la Formación Tepexic que está constituido por packstone y grainstone de oolitas que gradúan verticalmente a sedimentos calcáreo-arcillosos de aguas profundas de la Formación Santiago, que corresponde a una de las secuencias generadoras de hidrocarburos en la cuenca.

Durante el Kimmeridgiano, aunque la paleotopografía existente era más suave, continua el depósito de sedimentos de aguas profundas en los depocentros y en los altos de basamento se desarrollaron plataformas con depósitos de cuerpos formados por grainstone oolíticos, bioclastos, con fragmentos de algas y corales de la Formación San Andrés en los bordes, que cambian lateralmente hacia el interior a facies lagunares constituidos por calizas de bioclastos, miliólidos

y pellets principalmente. El depósito de la Formación San Andrés se llevó a cabo en un ambiente de alta energía posiblemente sobre una plataforma tipo rampa, formando una franja de bancos oolíticos en las partes estructurales más altas, que cambian lateralmente a facies arcillosas de mar abierto en los depocentros de la cuenca donde se depositan los sedimentos de las Formaciones Chipoco y Tamán de ambientes de rampa media a externa respectivamente. La Formación Tamán se caracteriza por una secuencia de lutitas calcáreas carbonosas y lutitas limolíticas con radiolarios calcificados y silicificados, sacocómidos y estomiosféridos. Durante este período prevalecieron condiciones anóxicas en la cuenca. En cuanto a la Formación Chipoco, se caracteriza por una alternancia de caliza (grainstone) y lutitas calcáreas, o bien areniscas calcáreas con intercalaciones de lutitas calcáreas arenosa. La Formación San Andrés se encuentra representada por facies de calizas oolíticas con fragmentos biógenos de algas, moluscos y restos de equinodermos. Las formaciones San Andrés, Chipoco y Tamán sobreyacen en forma concordante y progradante a la secuencia del Oxfordiano. Una nueva transgresión provoca que las facies de la Formación Tamán cubran a las formaciones Chipoco y San Andrés, para pasar posteriormente en el Tithoniano a las facies de la Formación Pimienta. Se encuentra en profundidades que varían entre 880 m en la porción occidental y 5000 m en la porción sur. Sus espesores comúnmente delgados van entre los 300 a 500 m en la porción central de la cuenca y de 500 m en la porción sur. A principios del Tithoniano culmina el depósito de calizas carbonosas de ambiente de cuenca profunda de la Formación Tamán, que cambia gradualmente a una secuencia de calizas de estratificación delgada con capas y lentes de pedernal

negro, con abundante materia orgánica, radiolarios calcificados y/o silicificados, estomiosféridos y sacocómidos, de ambiente de depósito pelágico definido principalmente por especies de amonitas (Cantú-Chapa, 1971), pertenecientes a la Formación Pimienta, estos depósitos cambian transicionalmente hacia algunas porciones de la Plataforma de Tuxpan a sedimentos bioclásticos someros y siliciclásticos costeros de la Formación La Casita la cual consiste de una unidad basal de limolitas, areniscas y conglomerados calcáreos.

Toda la secuencia comprendida del Jurásico Medio al Tithoniano corresponde a un sistema transgresivo de segundo orden con espesores mayores en los depocentros y reducción y acuñamiento en los altos de basamento, con una superficie de máxima inundación también de segundo orden (MFS) colocada en la secuencia de calizas arcillosas con intercalaciones de bandas de pedernal de la Formación Pimienta (138 M.a.) del Tithoniano.

De acuerdo a la Figura 4.3, en el **Periodo Triásico y Jurásico** se encuentran varias formaciones relacionadas con el proceso sin-rift, mismas que a continuación se describen:

- **Formación Huizachal**

Esta formación fue descrita originalmente por Seemes (1921), posteriormente por Imlay y colaboradores, en 1948 y definida por Carrillo-Bravo en 1961. Seemes describió una secuencia de lutitas, lutitas arenosas, areniscas y conglomerados de color rojo, verde y gris verdoso, siendo común la presencia de estratificación cruzada, canales de corte y relleno y laminación cruzada. López-Infanzón (1986), reportó intercalaciones de tobas riolíticas, riolitas y andesitas. El espesor de la

formación es variable, ya que en algunos lugares es de más de 2000 m, promediando 1000 m. La localidad tipo se encuentra en el Valle del Huizachal, aproximadamente 20 km al suroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas. En la zona sur de Pánuco-Ébano, se encuentra cubierta por rocas del Liásico. Por la identificación de esporas y su posición estratigráfica, se ha confirmado su edad, Triásico Superior (Retiano), con fósiles de plantas tales como *Pterophyllum fragile*, *Mertenside bullatus* y *Ptilophyllum acutidolium* (Nava y Alegría, 2001).

- **Formación Huayacocotla**

Definida por Imlay y colaboradores (1948), la localidad tipo se localiza a lo largo del Río Vinazco, al sur de la población de Huayacocotla, Veracruz. Es descrita como una secuencia de 300 m de rocas arcillosas y areno-arcillosas de color oscuro.

Son observables afloramientos en la parte frontal este de la Sierra Madre Oriental y en el subsuelo de la Provincia Tampico-Misantla, al norte de Puebla y al oriente de Hidalgo. Su distribución se encuentra en estrecha relación con la distribución de las formaciones del Triásico Superior continental. Consisten de un conglomerado en la base, seguidos de areniscas, sobre el que descansa una sección de calizas arenosas con pelecípodos, los que a su vez subyacen a una potente sección de lutitas y areniscas de color gris claro, verdosas, oscuras y negras, en partes carbonosas y micacíferas, con restos de plantas, amonitas y pelecípodos. El espesor de esta formación varía entre 500 y 1000 m. Sus contactos inferior y superior son, en general, concordante, con la Formación Huizachal y discordante con la Formación Cahuasas, respectivamente (Nava y Alegría, 2001).

- Formación Cahuwasas

Descrita por Carrillo-Bravo (1959); la localidad tipo se encuentra en el Rancho Cahuwasas sobre el Río Amajac, al sureste de Chapulhuacan, Hidalgo. Consiste en una secuencia de areniscas, limolitas, lutitas y conglomerados de color rojizo. Aflora en la porción central de la Sierra Madre Oriental y en el subsuelo de la Provincia Tampico-Misantla, así como en las Cuencas de Sabinas, Veracruz y en la Península de Tamaulipas; se encuentra expuesta en la Cuenca de Zongolica.

En 1965 Carrillo-Bravo explicó que consiste en “una secuencia continental de lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados rojos que infrayacen preferentemente al Jurásico Superior marino” y con frecuencia presentan estratificación cruzada. El espesor promedio es de 300 m. El contacto inferior es discordante con la Formación Huizachal (discordancia angular) y con la Formación Huayacocotla (discordancia paralela). El contacto superior también es discordante con la Formación Huehuetepic (Nava y Alegría, 2001). Al extremo sureste de la Sierra Madre Oriental y en la región adyacente a la Provincia Tampico-Misantla, la secuencia con influencia volcánica recibe el nombre informal de Formación Tenexcate, debido a sus horizontes lenticulares conglomeráticos y a la presencia de rocas volcánicas.

- Formación Tenexcate

Descrita informalmente por el Departamento de Geología del Subsuelo de Poza Rica, Veracruz (1967), se le reporta en el Subsuelo de Poza Rica, aflora en una amplia franja de Cuetzalan, en el lecho del Río Zempoala al oriente de Atlequizayán, al oriente de Jonotla y al poniente de Mazatepec, Puebla, asimismo constituye los flancos occidentales y orientales del Anticlinorio de Villa Juárez.

Su espesor promedio es de 350 m, su contacto superior es discordante con la Formación Tepéxic y con la Formación San Pedro, aunque también se le encuentra subyaciendo a la Formación San Andrés. El contacto inferior es discordante con rocas ígneas plutónicas del basamento y con la Formación Huayacocotla. Por su posición estratigráfica se le considera una edad Bajociano-Bathoniano. Se depositó en un ambiente continental con intensa actividad volcánica efusiva y explosiva produciendo lahares, brechas volcánicas, domos y coladas. Los conglomerados se acumularon en zonas de pie de monte, abanicos aluviales y zonas de talud con poco acarreo. Se correlaciona con las siguientes Formaciones: Nazas del norte de México, Cahuasas de la Provincia Tampico-Misantla, Todos Santos del sureste de México y con el Grupo Teconcoyuca de la Cuenca Guerrero-Morelos. Se considera almacenadora en sus horizontes conglomeráticos (Nava y Alegría, 2001).

- **Formación Huehuetepic**

Definida por González-García (1970), esta formación se localiza al noroeste de Poza Rica, Veracruz, en el subsuelo de la porción sur de la Provincia Tampico-Misantla. La localidad tipo se encuentra en el Pozo Huehuetepic No. 1 donde es descrita como una secuencia de evaporitas con intercalaciones de lutita, limolitas rojas, cuerpos de mudstone, packstone, grainstone y, ocasionalmente, areniscas calcáreas (Nava y Alegría, 2001).

Se han documentado espesores en pozos que van de los 50 m a un máximo de 273 m. La Formación Huehuetepic se encuentra subyaciendo a la Formación Tepéxic y a la Formación Santiago; sobreyace a la Formación

Cahuasas de forma concordante. A esta formación se le considera roca sello por sus horizontes arcillosos y evaporíticos.

- **Formación Tepéxic**

Nombre aplicado por Imlay (1952) y descrita más ampliamente por Erben (1956), como "Calcarenita Tepéxic", fue definida como formación por Bonet y Carrillo en 1961. Su localidad tipo se encuentra en el Río Necaxa, entre el campamento Tepéxic y el Puente Acazapa (Nava y Alegría, 2001). Generalmente consiste de packstone y grainstone café a gris oscuro, de oolitas y fragmentos de cuarzo, así como bioclastos y granos carbonatados de algas y de gasterópodos; se le han encontrado amonitas. La Formación está constituida por capas de 20 a 60 cm de espesor. También incluye intercalaciones de calizas arcillosas y calizas arenosas con fragmentos de cuarzo, estratos coquinoideos con pelecípodos en una matriz espática y calcarenitas grises en estratos masivos con líticos redondeados; contiene algunos horizontes de lutitas carbonosas con influencia calcárea de color negro y nódulos calcáreos de color gris. Los estratos de lutitas tienen espesores de 3 a 6 cm. Son observables, en algunas localidades, fracturas rellenas de gilsonita (Nava y Alegría, 2001).

Esta formación se ubica superficialmente en la porción central del sureste de la Sierra Madre Oriental. El subsuelo de la región de Poza Rica, Veracruz, y el extremo sur de la Provincia Tampico-Misantla ha sido cortado en varios pozos, lo mismo que en la cuenca de Chicontepec y al norte de Poza Rica. El espesor máximo reportado de esta unidad es de 220 m. Esta formación sobryace transicionalmente a las Formaciones Cahuasas y Huehuetepic y subyace a las Formaciones Santiago y Tamán.

- **Formación Santiago**

Propuesta informalmente por Reyes (1964) y definida formalmente como Formación Santiago por Cantú (1969), la localidad tipo se encuentra en el Arroyo Santiago, cerca de Tamán, San Luis Potosí. Esta formación se encuentra reportada en el área del Anticlinorio de Huayacocotla-Cuenca de Chicontepec, así como en pozos petroleros de la zona de Poza Rica, Veracruz. En la Zona Norte, Petróleos Mexicanos la denomina Formación Pantepec y comprende desde lutitas con nódulos calcáreos hasta lutitas interestratificadas con calizas; también son identificados algunos estratos de calizas gris oscuro con espesores de 40 cm a 1.20 m, intercaladas con lutitas carbonosas en tonos grises al fresco y café por intemperismo. Cantú (1969 y 1976), Pedrazzini y Bazáñez (1978), reportaron en esta formación, macrofauna que indica una edad del Oxfordiano Tardío. Se le consideran rocas almacenadoras en sus calizas bioquímicas, así como también rocas generadoras y sello por sus horizontes arcillo-calcáreos (Nava y Alegría, 2001).

- **Formación San Pedro**

Definida por Reyes (1985), la localidad tipo se localiza en la Barranca del Río San Pedro, al sur de la Provincia Tampico-Misantla. La litología consiste en una secuencia de rocas oolíticas y pseudoolíticas. Al oeste de Misantla se reporta como un wackestone oolítico gris, con intercalaciones de packstone y mudstonewackestone café-gris, con ostrácodos, gasterópodos, bivalvos; además de mudstone-wackestone color café. En algunas partes se presenta dolomitizada y con nódulos de pedernal. Su contacto superior es concordante con la Formación Pimienta y discordante con la Formación Chicontepec Inferior; su contacto inferior

es discordante con las formaciones Cahuizas y Tenexcate. Cambia de facies con las formaciones San Andrés y Tamán en la Provincia Tampico-Misantla y se correlaciona con la Formación Mapache y Sabinal en la Cuenca de Tlaxiaco. Es considerada roca generadora y almacenadora. Lo primero se basa en estudios geoquímicos de sus facies arcillosas y lo segundo por su miembro de calizas mudstone fracturadas (Nava y Alegría, 2001).

- **Formación San Andrés**

Definida por Cantú (1971), quien la reporta en la parte oriental de la Sierra Madre Oriental, en la Provincia Tampico-Misantla, Campa (1970) la describe como calcarenitas porosas, con cambio de facies de calizas micríticas a calizas calcareníticas, en lentes o franjas. La divide en dos partes: la Superior, formada por más del 70% de calizas calcareníticas, compuestas por intraclastos y pellets en diferentes combinaciones dentro de un cementante de espatita, son de color café oscuro por impregnación de aceite. La Inferior está constituida en más del 60% por calizas oolicalcareníticas con cementante de espatita y a veces en matriz de micrita. La Formación San Andrés se encuentra subyaciendo a la Formación Pimienta y suprayaciendo a la Formación Santiago; a veces está en contacto directo con el basamento o con el complejo basal. La Formación San Andrés es una excelente roca almacenadora (Nava y Alegría, 2001).

- **Formación Tamán**

Propuesta por Heim (1926), posteriormente Erben (1956) la definió proponiendo como localidad tipo a los afloramientos cercanos a la población de Tamán en las cercanías de Tamazunchale, San Luis Potosí. Se reporta en pozos de la Cuenca de Chicontepec y en las partes altas de la Sierra Madre Oriental en el Estado de

Tamaulipas. También se encontró en los pozos perforados en las márgenes de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Está compuesta por una secuencia de calizas bien estratificadas, de color negro, de grano fino y microcristalinas, con intercalaciones de lutita negra. Incluye una alternancia de lutitas calcáreas color negro, carbonosas, con caliza arcillosa de color gris oscuro, en espesores de 40 a 50 cm; las lutitas tienen espesores de 10 a 15 cm, con tonos rojizos por intemperismo. Es una unidad con un gran espesor (alrededor de 700 m) que se acumuló en las paleodepresiones; sin embargo, sus espesores disminuyen notablemente hacia las partes altas del paleorelieve e incluso hasta desaparece. Subyace en forma concordante y transicional a la Formación Pimienta. Esto es observable en superficie y reportado en el subsuelo, por pozos petroleros; sobreyace en algunas partes a la Formación Santiago, pero en otras llega a cubrir al basamento o a las capas rojas del Triásico. Se correlaciona con las formaciones San Andrés, Chipoco y San Pedro de la Provincia Tampico-Misantla. Es considerada una importante roca generadora y sello por sus horizontes arcillosos (Nava y Alegría, 2001).

- **Formación Pimienta**

Fue definida por Heim (1926), quien propuso como localidad tipo a los afloramientos del Rancho Pimienta, en el valle del Río Moctezuma, en el kilómetro 337 de la carretera México-Laredo. La litología de la localidad tipo está compuesta por una secuencia de calizas oscuras en capas delgadas con bandas de pedernal. Se reportan, asimismo, calizas mudstone-wackestone y calizas arcillosas de color negro a gris oscuro, intercaladas con capas delgadas de lutitas calcáreas y lutitas laminares negras, con abundante materia orgánica. Contiene lentes de pedernal

negro. En los estratos de carbonatos contiene gran cantidad de foraminíferos e incluye un horizonte de 50 cm de espesor de coquinas de amonitas en calizas arcillosas de color negro, cerca de Tepatlán, Puebla. Fue cortada en pozos de la Cuenca de Chicontepec y aflora en los alrededores del Rancho Pimienta, al sursureste de Tamazunchale, San Luis Potosí; también aflora al sur de Poza Rica, Veracruz, en la cañada del Río Zempoala, al suroeste y sureste de Jonotla, en las cercanías de Cuetzalan del Progreso y Mazatepec, Puebla. El espesor reportado es muy variable: desde 28 hasta los 600 m. Subyace a la Formación Tamaulipas Inferior y sobreyace a la Formación Tamán. Se le considera roca generadora de acuerdo a estudios geoquímicos que indican alto contenido de materia orgánica, además roca sello por sus capas de calizas arcillosas y lutitas (Nava y Alegría, 2001).

4.1.1.5. Producción

La producción acumulada de esta provincia asciende a más de 5,500 millones de barriles de aceite (MMb) y 7.5 MMMMpc de gas. Entre los campos más importantes se encuentran Poza Rica, Tres Hermanos, Tamaulipas-Constituciones, Arenque, San Andrés, Cerro Azul, Santa Águeda, Atún y Bagre. La producción de hidrocarburos proviene principalmente de rocas carbonatadas del Jurásico (plays Sin-rift y San Andrés), Cretácico Inferior-Superior (plays El Abra y Tamabra), Superior (play Fracturas), así como de rocas siliciclásticas del Paleoceno-Eoceno (plays Chicontepec y Tantoyuca) y Oligoceno (play Arenas Terciarias). Los principales plays productores son El Abra, Tamabra, calizas fracturadas y Chicontepec. Las reservas remanentes y los recursos prospectivos de esta provincia ascienden a 18,875 y 1,700 MMbpce, respectivamente.

4.1.1.5.1. Campo San Andrés

- **Ubicación**

El campo San Andrés se localiza en el sur del Activo Integral Poza Rica-Altamira (figura 4.4), comprende una extensión aproximada de 209 Km²; se encuentra a 35 km al SE de la ciudad de Poza Rica, Veracruz, en la planicie costera del Golfo de México, en donde actualmente se está llevando a cabo un proceso de desplazamiento de aceite con inyección de agua en la Formación San Andrés.

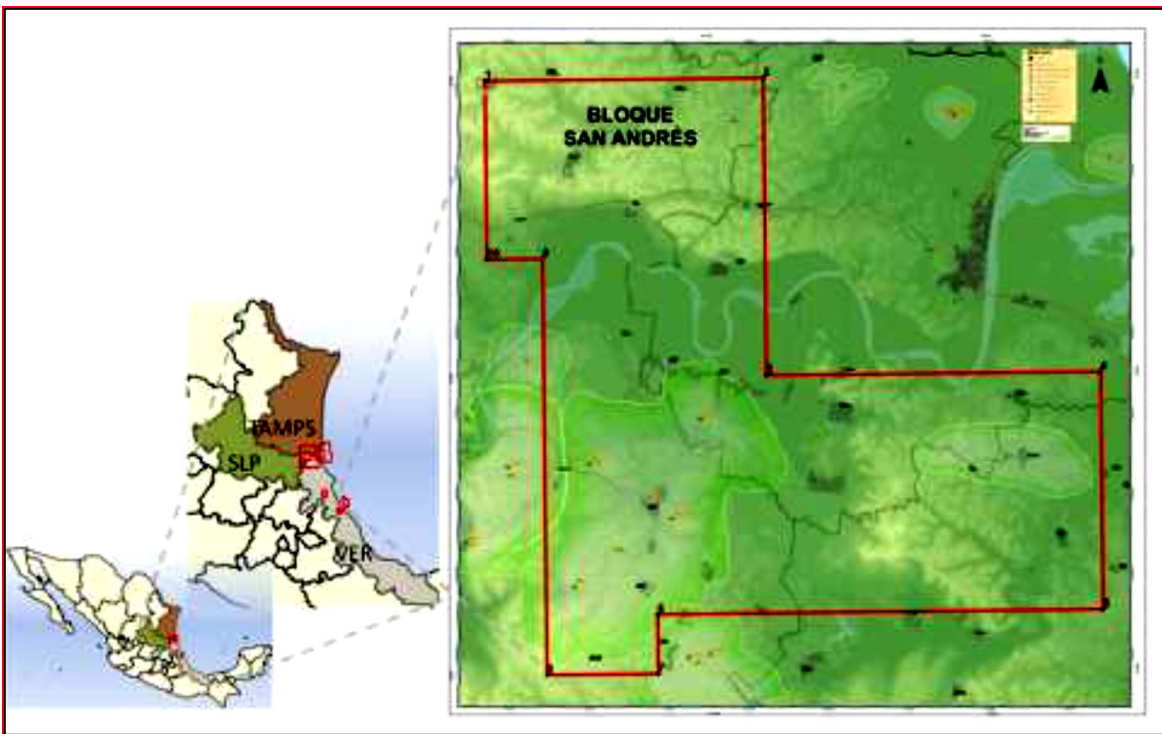


Figura 4.4. Ubicación del Campo San Andrés (Tomado de PEMEX, 2010).

Geológicamente, se ubica en la porción sureste de la Provincia Tampico-Misantla; el campo San Andrés fue descubierto en el año 1956, obteniendo su primera producción de aceite ligero en rocas carbonatadas de la Formación San Andrés del pozo San Andrés 3.

- **Horizontes Productores**

Con base en la información de los pozos perforados en el Campo San Andrés se sabe que existen 5 horizontes productores de los cuales en orden de profundidad son:

- a. Miembro San Andrés Inferior.
- b. Miembro San Andrés Superior,
- c. Formación Tamaulipas inferior (Kti),
- d. Formación Tamabra (Kta),
- e. Formación Chicontepec (Cenozoico).

A continuación se presenta en forma sintetizada la información de los principales miembros de San Andrés.

- Miembro San Andrés Inferior

Se encuentra en el Campo Remolino y parte del Campo San Andrés y está constituido por grainstone oolítico color crema y café claro, el cuerpo poroso más o menos consistente varía de 10 a 20 m netos, los cuerpos porosos y compactos alcanzan un espesor bruto promedio hasta la base de 30 m; la porosidad promedio para este yacimiento es del 9% mientras que la permeabilidad en general puede considerarse como buena y más o menos uniforme excepto en las zonas de fracturas.

- Miembro San Andrés Superior

Está constituida por grainstone biogénico a partir de análisis de núcleos se determinó una porosidad promedio de 16%; la permeabilidad en general puede considerarse aceptable con un valor promedio de 10 mD aún cuando se han encontrado muestras con valores de hasta 50 mD.

- **Ambiente de depósito**

Los sedimentos que constituyen la Formación San Andrés fueron depositados en aguas poco profundas con buena oxigenación lo que permitió que se formara un depósito complejo de bancos carbonatados progradantes, estos bancos estuvieron expuestos a las mareas bajas, los horizontes de brechas de calizas con guijarros grandes de corales, algas y calizas sugieren que los canales de marea cortaron a través del depósito-de los bancos preexistentes formando las zonas típicas de los taludes. Se ha concluido que la "Formación" San Andrés es producto del depósito de una serie de lentes o bancos calcáreos sobrepuestos uno sobre otro (bancos progradantes).

En varias ocasiones los granos derivados de los bancos fueron llevados más allá de la pendiente de la plataforma dentro de mar abierto y depositados en capas delgadas calcáreas interdigitándose con calizas de aguas profundas. Estas calizas marinas son de grano muy fino y deben su origen a la mezcla de lodo calcáreo o micrita, arrastrado desde el área de plataforma con pequeñas cantidades de arcilla que contienen fósiles típicos de mar abierto tales como radiolarios y abundantes espículas de esponja por lo que constituyen las facies de talud.

Durante el tiempo en que los bancos se formaban sobre la plataforma, tal parece que actuaron como una barrera efectiva al movimiento de las olas depositándose calizas de aguas tranquilas detrás de ellos. Estas calizas son muy parecidas a las zonas del talud, pero se pueden distinguir de estas por una carencia muy marcada de espículas de esponja y presencia de organismos bentónicos. Estos depósitos se acumularon en aguas tranquilas alrededor de los

bancos aislados, sobre el lado protegido de la barrera, interdigitándose con los bancos calcáreos. La presencia de guijarros de estas calizas, indican que algunos de los canales de marea de los bancos cortaron muy atrás ya dentro de aguas tranquilas en la zona de laguna (Figura 4.5).

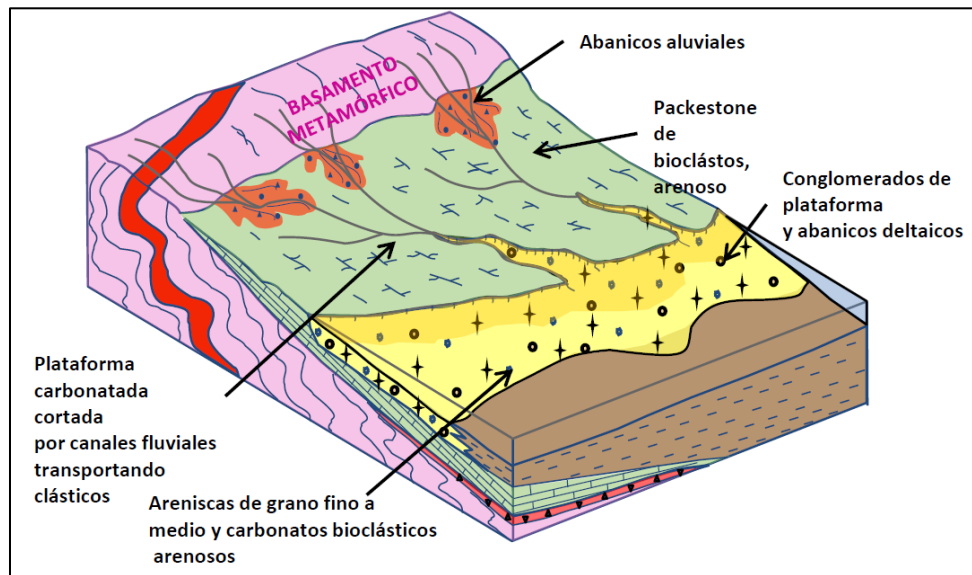


Figura 4.5. Modelo sedimentario durante el Jurásico Superior, lo que originó depósitos de arenas en medios carbonatados (calcarenitas), (Tomada de PEMEX, 2011).

- **Productividad**

En este campo se han perforado a la fecha 356 pozos, de los cuales 50 están en operación, 250 cerrados y 56 taponados; con una producción acumulada de 392 MMbl de aceite y 338 MMMpc de gas. La producción máxima alcanzada fue de 44,870 bpd de aceite en el año 1965; actualmente, produce 950 bpd de aceite. El crudo es de tipo ligero, con densidad de 27 a 32° API; la presión actual del yacimiento varía de 217 a 255 Kg/cm² (PEMEX, 2012). Los sistemas de producción son principalmente bombeo neumático y, en menor escala, bombeo mecánico e hidráulico. La profundidad promedio de los yacimientos a nivel Jurásico es 3,200 m.

4.1.2. Cuenca de Sabinas

4.1.2.1. Ubicación

La Cuenca de Sabinas, Coahuila, se encuentra en la Región Norte, posee un área aproximada de 37,500 km², está situada en el Noreste, en la parte central del Estado de Coahuila y occidental de Nuevo León (Figura 4.6). Es una cuenca sedimentaria mesozoica con un espesor de más de 5,000 m de rocas sedimentarias depositadas en ambiente marino y su columna estratigráfica comprende desde el Triásico al Cretácico Superior, la cual está deformada por los efectos de sistemas de esfuerzos compresionales en el Cretácico Superior; su génesis está relacionada con la apertura del Protogolfo de México, en el Jurásico Medio y su extinción y deformación principal se debió al levantamiento tectónico laramídico, en el Paleógeno (Eguiluz, 2005).

Desde el punto de vista tectónico, la Cuenca de Sabinas se ha interpretado como un rift abortado o aulacógeno asociado a la apertura del Golfo de México.

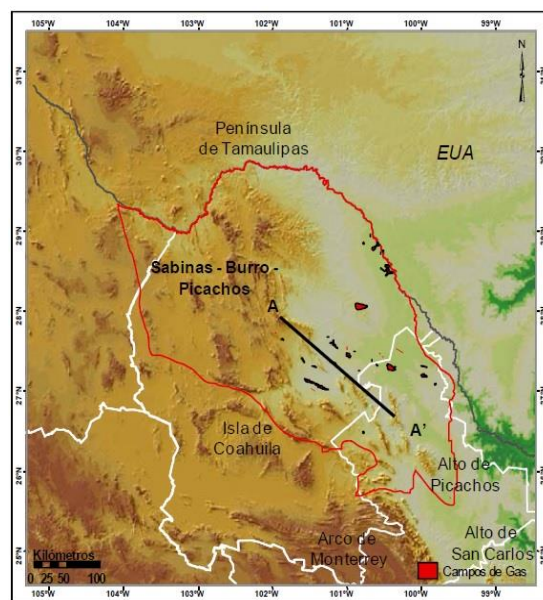


Figura 4.6. Distribución de campos en la Provincia Tampico-Burro-Picachos (Tomado de Pola y colaboradores, 2007).

4.1.2.2. Evolución Geológica

En el Triásico Tardío-Jurásico Temprano ocurre el rifting que marca el comienzo de rompimiento de la Pangea, la apertura del Atlántico y la generación del Golfo de México, generándose las placas de Norte América, la placa de América del Sur y la Placa de África (Dickinson y Coney, 1980; López Ramos 1981, Padilla Sánchez, 1982).

De esta manera, el Noreste de México durante el Mesozoico y Cenozoico está estrechamente relacionado al origen del Golfo de México (Salvador y Green, 1980). La deriva de Yucatán hacia el Sur hasta el Jurásico Tardío (Pindell, 1985, 1993; Goldhammer, 1999) y la separación de las placas debidos a la dispersión del piso oceánico, convirtieron el basamento del actual Noreste de México en altos y bajos estructurales, que corresponden con la Cuenca de Sabinas, El Bloque de Coahuila, el Bloque de la Mula, la Península de Burro-Peyotes-Salado, el Arco o Archipiélago de Tamaulipas y algunos otros elementos como el Canal de Chihuahua y la Cuenca de Maverick; estos elementos frecuentemente están limitados por fallas laterales izquierdas y por fallas normales, estas últimas conformaron a estos horts y grabens que controlaron las facies sedimentarias durante el Mesozoico.

Las rocas en el Bloque de Coahuila están compuestas en su parte basal de rocas ígneas y metamórficas de bajo grado, que conforman el basamento cristalino de edad Paleozoico Tardío-Mesozoico Temprano, que corresponden a un conjunto de arco (McKee y colaboradores, 1988); en la parte superior se tiene un paquete sedimentario marino de calizas de plataforma y evaporitas (Formación Acatita) que sobreyacen discordantemente al basamento y marcan el inicio de la

transgresión marina del Aptiano Tardío sobre el bloque alto (Smith, 1981; Goldhammer 1999; Lehmann y colaboradores, 1999).

4.1.2.3. Características tectonosedimentarias

La evolución tectonosedimentaria del Noreste de México y en específico, el área que ocupa el denominado Golfo de Sabinas, ha estado ligada de una manera muy estrecha a la apertura y desarrollo del Paleo-Golfo de México. Los cambios eustáticos que han regido durante la formación del Golfo de México, se han manifestado en el Noreste de México como etapas periódicas de transgresiones y regresiones. De esta manera, se propició la depositación de secuencias sedimentarias compuestas principalmente de depósitos clásticos de ambientes costeros, depósitos evaporíticos de sabkha, y depósitos de carbonatos. Tales secuencias fueron depositadas ininterrumpidamente desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Superior (Figura 4.7), tiempo en el que la Orogenia Larámide detonó el cambio en el régimen de depósito sedimentario para esta zona.

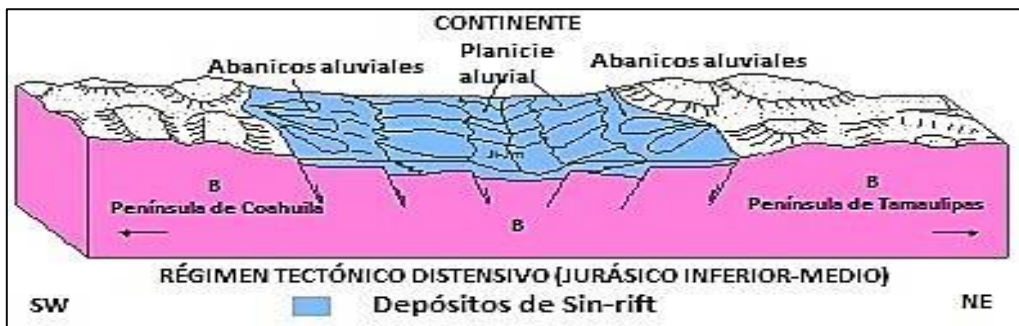


Figura 4.6. Diagrama de evolución tectónica de la Provincia Petrolera Sabinas-Burro-Picachos (Pemex-IMP, 2000).

En el Jurásico Superior ocurrió una transgresión en el Noreste de México que dio lugar a la formación del Golfo de Sabinas y a la Isla de Coahuila; en las primeras etapas de la transgresión se desarrollaron en el Golfo de Sabinas depósitos evaporíticos, terrígenos y calcáreos, sobre todo en el Oxfordiano. A esta

época corresponden las formaciones Minas Viejas, Novillo, Olvido, Zuloaga y la Gloria. Con el avance de la transgresión marina, durante el Kimmeridgiano y Tithoniano, se crearon los depósitos de mar abierto, de las formaciones La Caja y Pimienta, constituidos de secuencias calcáreo-arcillosas, con horizontes carbonosos, así como los depósitos detríticos de la Formación La Casita.

Durante el inicio del Cretácico Inferior continuó la transgresión marina, lo cual dio origen al depósito, durante todo el Neocomiano de la Arcosa San Marcos; donde hubo menor influencia de terrígenos se depositó la Formación Menchaca la cual está formada por una secuencia de calizas y algunas intercalaciones de margas y lutitas; esta formación constituye la base de la secuencia de plataforma del Neocomiano. Hacia arriba se tiene a la Formación Patula (areniscas cuarzosas), a la Formación Padilla (calizas y lutitas) y a la Formación La Virgen (calizas, dolomias y yesos). Desde el Hauteriviano hasta el Aptiano en gran parte del Golfo de Sabinas se depositaron las calizas de la Formación Cupido en un ambiente de plataforma interna. En el límite del Aptiano-Albiano sobreviene un aporte generalizado de terrígenos finos hacia el Golfo de Sabinas que dan lugar a la Formación La Peña (calizas arcillosas, lutitas y limolitas). Durante el intervalo Albiano-Cenomaniano una importante transgresión marina que cubrió incluso los elementos hasta entonces positivos, originó el desarrollo de gruesas secuencias de carbonatos en todo el Noreste de México. Sobre la Plataforma Coahuila se depositaron secuencias de facies someras y evaporíticas gracias a la presencia de arrecifes que bordeaban a los anteriores elementos positivos; a este intervalo pertenecen las formaciones Aurora y Acatita (Sánchez, 2007).

En el Cretácico Superior con la retirada gradual de los mares hacia el Oriente se depositaron en toda la región sedimentos fundamentalmente terrígenos provenientes de la porción occidental de México, pertenecientes a las secuencias del Cretácico Superior de las formaciones Georgetown (calizas arcillosas), Del Río (lutitas y calizas arcillosas), Buda (calizas arcillosas) y Eagle Ford (calizas arcillosas y lutitas). Las deformaciones producidas por la Orogenia Laramide se desarrollaron principalmente en la parte final del Mesozoico e inferior del Cenozoico. A este episodio pertenecen las estructuras anticlinales, sinclinales y fallas inversas tan características de la región. Posterior a la Orogenia Laramide sobrevino un fallamiento normal que favoreció la depositación continental de sedimentos aluviales, lacustres y eólicos en los grabens.

4.1.2.4. Geología Estructural

La configuración estructural y estratigráfica actualmente reconocible de esta región, inicia con el evento orogénico Ouachita-Marathon durante el Permo-Triásico (Goldhammer, 1999), y posteriormente la evolución paleogeográfica desde el Triásico hasta el Cenozoico del Noreste de México se relaciona estrechamente con la apertura y evolución del Golfo de México (Salvador y Green, 1980; Anderson y Schmidt, 1983; Winker y Buffler, 1988; Wilson, 1990). El origen del Golfo de México se remonta al rompimiento del supercontinente Pangea durante el Triásico Superior-Jurásico Medio, con la separación de las placas Norteamericana, Sudamericana y Africana (Padilla y Sánchez, 1986). Ello condicionó la evolución estratigráfica de la región durante el Cretácico, hasta la Orogenia Larámide, entre el Cretácico Superior y el Cenozoico Inferior (Goldhammer, 1999). El rompimiento y separación de Pangea propició la

formación de pilares y fosas tectónicas que contribuyeron a la distribución de altos y bajos estructurales que, a su vez, controlaron en adelante los patrones sedimentarios de la región (Padilla y Sánchez, 1986), y posteriormente determinaron los estilos estructurales larámides (Wilson, 1990). Los principales elementos tectónicos originados en esta región durante la etapa de rifting comprenden altos de basamento (horsts), entre los que destacan el Bloque de Coahuila, la Península de Burro–Peyotes, el Archipiélago ó Arco de Tamaulipas, y las Islas de La Mula y Monclova, así como bloques bajos de basamento (grabens) que conforman la Cuenca de Sabinas (Figura 4.7).

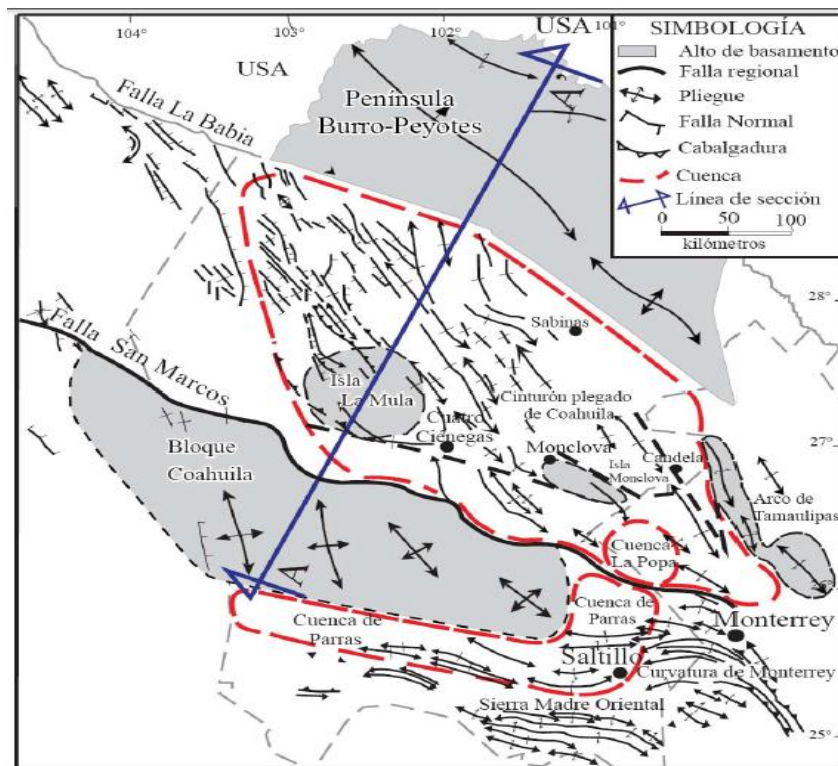


Figura 4.7. Configuración estructural y rasgos tectónicos del Noreste de México (Estado de Coahuila y áreas adyacentes) (Tomada de González-Sánchez y colaboradores, 2007).

El Bloque de Coahuila es un alto de basamento que está intrusionado por rocas graníticas a granodioríticas de edad permo-triásica (Wilson y colaboradores, 1984). Hacia el Oeste, en el área del Valle Acatita – Las Delicias, el Bloque de

Coahuila presenta una sucesión volcanoclástica del Pennsilvánico Medio al Pérmico (McKee y colaboradores, 1988; Wilson, 1990). Aunque no aflora su basamento se infiere que probablemente es Proterozoico por las firmas isotópicas de los intrusivos Permo-Triásicos (López y colaboradores, 2001). El Bloque de Coahuila está delimitado al Norte por una falla lateral izquierda conocida como Falla San Marcos, que muy posiblemente fue activa durante la etapa de rifting del Triásico Tardío al Jurásico Tardío (Charleston, 1981; Chávez-Cabello y colaboradores, 2005). Al Sur está delimitado por el lineamiento lateral izquierdo Torreón-Monterrey (Anderson y Schmidt, 1983), a lo largo de la Cuenca de Parras. Actualmente, el área ocupada por el Bloque de Coahuila se caracteriza por la presencia de carbonatos de plataforma del Cretácico ligeramente deformados por la Orogenia Larámide (Imlay, 1936; Charleston, 1981; Johnson, 1989; Johnson y colaboradores, 1991).

El Archipiélago o Arco de Tamaulipas, se localiza al Este de la Cuenca de Sabinas y presenta una distribución NW-SE. El basamento de este arco está constituido por intrusiones permo-triásicas consideradas como los remanentes de un arco de islas del Paleozoico (Goldhammer, 1999). Su límite oriental lo forma una falla regional lateral derecha, denominada Falla Tamaulipas– Chiapas (Pindell, 1985; Wilson, 1990).

La Península Burro–Peyotes, constituye un alto de basamento al Norte de la Cuenca de Sabinas, en aparente continuidad con el Arco de Tamaulipas (Wilson, 1990); está formado por rocas metasedimentarias deformadas del Paleozoico Superior. Su límite en su porción Sureste es con la Falla La Babia, la

cual es una estructura lateral izquierda que estuvo activa durante la etapa de rifting continental del Triásico Superior al Jurásico Medio (Charleston, 1981).

La Cuenca de Sabinas, es una depresión delimitada por los bloques altos de Coahuila al Sur, Burro–Peyotes al Norte, y el Arco de Tamaulipas al Este. Dentro de la cuenca se conocen dos áreas con intrusiones graníticas de edad permo-triásica, estas corresponden a los altos de basamento de La Mula y Monclova (Jones y colaboradores, 1984; Wilson, 1990).

La deformación que caracteriza a la Península Burro–Peyotes, al Arco de Tamaulipas y a la Cuenca de Sabinas, incluyendo las Islas de La Mula y Monclova, se conoce como la “Faja Plegada de Coahuila”, producida durante la Orogenia Larámide (Goldhammer, 1999). Esta faja plegada consiste en numerosos anticlinales aislados, orientados al NW y separados por amplios valles sinclinales. Los anticlinales se presentan ramificados, tienen núcleos formados por diapiros de evaporitas y pliegues con doble vergencia; estos son rasgos frecuentes y característicos de este estilo de deformación (Padilla y Sánchez, 1986; Goldhammer, 1999).

Otras cuencas aledañas a la Cuenca de Sabinas son las Cuencas de Parras y La Popa, las cuales tuvieron un mayor desarrollo durante el Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano). La primera está limitada al Norte y Noreste por el Bloque de Coahuila y la Falla de San Marcos, y al Sur y Sureste por el frente de la Sierra Madre Oriental. La Cuenca de La Popa está limitada al Norte, Este y Oeste por la Faja Plegada de Coahuila, y al Sur por la Sierra de La Gavia que la separa de la Cuenca de Parras. Ambas cuencas presentan una columna de aproximadamente 5,000 m de sedimentos clásticos terrígenos, marinos someros y

deltaicos del Campaniano-Maastrichtiano, pertenecientes al Grupo La Difunta (Padilla y Sánchez, 1986; Goldhammer, 1999).

La deformación que se observa en la actualidad es producto de la Orogenia Larámide. En las porciones Sur y Este de la Cuenca de Parras, en las zonas próximas al frente de la Sierra Madre, las estructuras son muy alargadas, con vergencia hacia el Norte; presentan pliegues apretados y cabalgaduras menores con ejes paralelos al frente de la sierra. Hacia el Norte de estas áreas de la cuenca, la intensidad de la deformación es menor (Goldhammer, 1999). En La Popa, la deformación se caracteriza por amplias elevaciones dómicas generadas por diapiros de sal y sinclinales erosionados (Johnson, 1989). El evento orogénico del Cretácico Tardío al Paleógeno dio origen a las estructuras de la Sierra Madre Oriental, que se caracteriza por ser el área que presenta el más alto relieve en el Noreste de México. La Sierra Madre Oriental está limitada al Este por el Arco de Tamaulipas y al Norte por la Cuenca de Parras; la sección deformada comprende la secuencia sedimentaria del Triásico Superior–Cretácico (Goldhammer, 1999).

4.1.2.4. Estratigrafía

La secuencia estratigráfica del Golfo de Sabina comprende rocas del Jurásico Tardío y Cretácico cuyos ambientes estuvieron gobernados por elementos positivos como son: La Isla de Coahuila, Monclova, La Mula, Picachos, San Carlos y la Península de Tamaulipas (Figura 4.9).

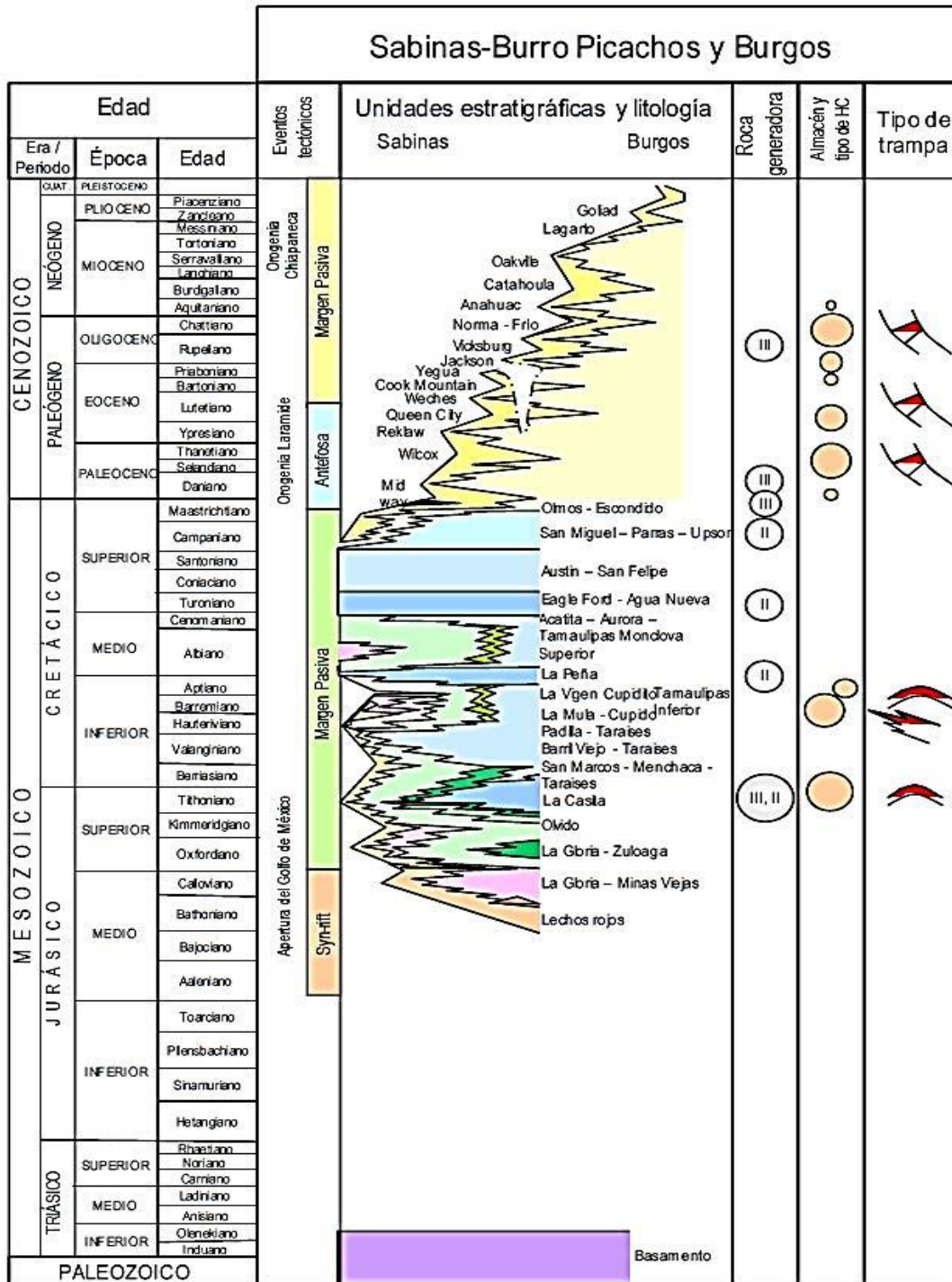


Figura 4.9. Estratigrafía de la Provincia Petrolera Sabinas-Burro-Picachos (Tomado de Escalera, 2010).

En la Figura 4.9 también se observa el proceso depositacional sin-rift que se lleva a cabo en la Cuenca de Sabinas, el mismo que se explicará a continuación.

La historia tectónica de la región en la que se encuentra la Cuenca de Sabinas se remonta al Paleozoico Tardío cuando las Placas de Sudamérica-África y Norteamérica colisionaron formando la Pangea. Este evento formó el cinturón orogénico Marathon-Ouachita del Mississippico Tardío al Pérmico Temprano, conformando la zona de sutura de la colisión continente-continente.

A partir del Triásico Tardío inició la segmentación y “rifting” de la Pangea que duró hasta el Calloviano, manifestándose por atenuación del basamento en el área, el cual se expresa como altos de basamento (Isla de Coahuila, Península de Tamaulipas, y altos Picacho y San Carlos), bajos de basamento (Cuencas de Sabinas y Magicatzin) y fallas laterales de grandes extensiones que los limitan (Mojave-Sonora, San Marcos y La Babia). El Sistema de fallas regionales de desplazamiento lateral izquierdo jugó un papel importante para permitir el desprendimiento del bloque Yucatán en esta etapa de “rifting” en su porción occidental (Pindell y colaboradores, 2002). El fallamiento de desplazamiento lateral izquierdo y el fallamiento normal asociado (transtensión) generaron fosas, destacando la formación de la Cuenca de Sabinas.

Sedimentos de lechos rojos, evaporitas e intrusiones de diques de composición riolítica a andesítica caracterizaron la etapa sin-rift. El movimiento del fallamiento lateral y la extensión asociada culminó en el Oxfordiano Temprano, cuando dio inicio la etapa de generación de corteza oceánica en el Golfo de México que duró hasta el Berriasiano, posterior a esto una etapa de subsidencia térmica caracterizó a todo el Golfo de México y Cuencas circundantes. Los rasgos de basamento formados en la etapa de “rifting” influyeron significativamente en la sedimentación continental y marina desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico

Tardío; y en el plegamiento y fallamiento laramídico ocurrido a fines del Cretácico hasta el Eoceno.

Las secuencias del sin-rift se constituyen de calizas, calizas arcillosas, evaporitas, lutitas y areniscas con cementante calcáreo que en edad varían del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío. La columna sedimentaria descansa sobre bloques de basamento cristalino (Ígneo-Metamórfico) de edad Permo-Triásica sobre los que se depositaron capas rojas derivadas de la erosión de los paleo-elementos positivos así como rocas volcánicas producidas durante el proceso de rift.

La sedimentación marina en las partes más profundas de la cuenca inicia en el Calloviano-Oxfordiano con el depósito de evaporitas, calizas y algunos terrígenos de la Formación Minas Viejas, también con influencia volcánica. Al continuar la transgresión durante el Kimmeridgiano temprano, se establecieron sobre las evaporitas rampas carbonatadas en las que se depositaron calizas de agua somera de la Formación Zuloaga. Las calizas, evaporitas y capas rojas de la Formación Olvido retrocedieron hacia los altos, mientras que hacia los bordes de la cuenca continuó la sedimentación de areniscas y conglomerados rojizos de la Formación La Gloria. Hacia el final del Jurásico y principios del Cretácico (Kimmeridgiano-Berriasiano) la cuenca recibió un gran aporte de sedimentos siliciclásticos provenientes de los elementos positivos, depositándose conglomerados, areniscas y lutitas carbonosas de la Formación La Casita.

Así mismo, no está demás señalar que el espesor de la columna geológica expuesta en las estructuras del Golfo de Sabinas es de más de 5,000 m, la cual

está representada en forma generalizada por rocas carbonatadas, evaporíticas, clásticas, dolomías y en ocasiones arrecifales. Dentro de estas rocas existen aquellas que por sus características litológicas podrían considerarse como generadora de hidrocarburos, probables rocas madre o constituir rocas sello.

4.1.2.5. Marco tectónico

Desde el punto de vista tectónico, el Paleo-Golfo de Sabinas es una cuenca sin-rift, cuya historia geológica está estrechamente ligada a la apertura del Golfo de México y al cinturón orogénico de la Sierra Madre Oriental. Está limitado por dos grandes unidades positivas que corresponden a los elementos paleogeográficos de principios del Jurásico Tardío, denominados Península de Tamaulipas y Península o Isla de Coahuila. Su apertura se considera íntimamente ligada con los movimientos de los grande accidentes transcontinentales.

El desarrollo Tectónico que es posible reconstruir, principia a fines del Pérmico, con una Cuenca Apalachiana que fue deformada por la unión de las placas Norteamericana, Europea y Gondwana, produciéndose así la formación de las montañas Apalaches, originadas por esfuerzos de compresión. En el Triásico y Jurásico Temprano actuaron esfuerzos que originaron extensión y provocaron fallas normales a manera de horts (pilares tectónicos) y grabens (fosas tectónicas), en las que, al ser erosionados los horts, se depositaron los clásticos de la Formación Nazas.

Como consecuencia de este proceso de extensión se originó la Cuenca de Sabinas, que corresponde con una gran fosa tectónica. Para el Jurásico Medio con la separación de Pangea se forma la cuenca sedimentaria y se crean las placas Farallón y Americana que provocan los movimientos a gran escala en el

Golfo de Sabinas y en la Cuenca Mesozoica del Centro de México. Los elementos tectónicos más importantes durante el Jurásico Superior fueron la Isla de Coahuila, la Cuenca de Sabinas y la Plataforma de Tamaulipas.

Según Alvares Jr. (1969) el Golfo de Sabinas corresponde a una fosa de hundimiento debido a un proceso sin-rift.

Durante el Cretácico Temprano, hay una estabilidad relativa que se manifiesta por el constante hundimiento de la Cuenca, y es hasta Aptiano, cuando se manifiesta un breve movimiento tectónico que es representado por los sedimentos de la formación La Peña.

Para fines del Cretácico Tardío, existe un cambio en el patrón sedimentológico que se manifiesta por depósitos turbidíticos (Tardy 1973) marcando el principio de la Orogenia Laramide, que se caracteriza por esfuerzos compresionales provenientes del W-SW que pliegan y cabalgan el paquete sedimentario de la Cuenca Mesozoica del Centro de México hacia la zona del Antepaís (Isla de Coahuila). Por tanto, la Cuenca de Sabinas, de acuerdo a la Tectónica de Placas, quedaría incluida dentro de los rifts que se caracterizan por tener como límites fallas normales.

4.1.2.6. Producción

Esta cuenca llegó a producir 158 millones de pies cúbicos de gas por día (MMpcd) en 1979, teniendo a la fecha una producción acumulada de 440 mil millones de pies cúbicos de gas provenientes de 23 campos, de los cuales los más importantes son Monclova-Buena Suerte, Merced, Pirineo, Forastero, Lampazos y Minero. Esta provincia contiene reservas remanentes por más de 280 miles de

millones de pies cúbicos (MMMpc) de gas y recursos prospectivos por 1.2 millones de millones de pies cúbicos (MMMMpc) de gas.

4.1.2.6.1. Campo Lampazos y Monclova

- **Ubicación**

El Campo Lampazos posee áreas de 10 km² para el play La Gloria y de 15 km² para el play La Casita. El promedio de área para los campos gasíferos de Sabinas es de 15 km². La longitud de las estructuras varía desde 10 km hasta 30 km, mientras que su amplitud varía de 1,5 a 5 km.

Los yacimientos de gas de esta cuenca se encuentran en profundidades de 2,500 (Campo Lampazos) a menos de 4,000 m (Campos Monclova y Merced), pueden ser yacimientos simples o múltiples como los Campos Monclova y Lampazos.

- **Espesor de los cuerpos productores**

Los intervalos productores son muy variables, dependiendo de la terminación del pozo. Los intervalos productores en agujero descubierto llegan a tener más de 50 m, mientras que intervalos entubados son de 10 a 40 m.

- **Porosidad de cuerpos productores**

Las porosidades son muy pobres, desde 2 a 3%, hasta 12% en los mejores casos, en dolomías fracturadas. Las areniscas jurásicas poseen las porosidades más pobres, con promedio de 5%.

- **Saturación de agua**

La saturación de agua es variable, el Campo Monclova tiene 54 a 27% los yacimientos Jurásicos de Merced y Lampazos tienen saturaciones de agua de 25% en promedio.

- **Presión estática**

Las presiones de poro son muy altas, en promedio se encuentran con 300 kg/cm², a 2,000 m de profundidad, pero llegan hasta 450 kg/cm² como máxima y a 60 kg/cm² como mínima.

- **Relación volumétrica del gas**

Los valores de la relación volumétrica de gas se encuentran entre 0.00485, para los Campos Monclova y Lampazos y de 0.00301 a 0.00270. Factores de recuperación de 90% de gas son aceptables en todos los campos.

- **Permeabilidad**

La permeabilidad es muy baja en matriz, desde 0.0024 mD en el play La Virgen, del Campo Monclova-Buena Suerte, a 0.12 y 0.15 mD en los plays La Gloria y La Casita respectivamente, en el Campo. Por lo tanto, la conductividad del gas en los yacimientos es por fracturas.

- **Productividad**

Los principales plays Jurásicos de la Cuenca de Sabinas, desde el punto de vista de su productividad son La Casita y La Gloria, acumulando hasta la fecha (PEMEX, 2012) un poco más de 400 (MMMpc) producidos de gas en total. La porosidad y permeabilidad primaria en sus yacimientos son bajas, obteniéndose alta productividad inicial pero rápida declinación por su asociación predominante con fracturas naturales.

4.1.2.6.2. Formación La Casita

- **Ambiente de depósito**

La Formación La Casita está constituida por una secuencia tripartita, en la base predominan lutitas negras y carbonosas; la parte media la forman areniscas, depositadas en ambientes deltaicos y de plataformas interna y externa que se distribuyen rodeando a los altos paleogeográficos y hacia el depocentro de la cuenca cambia de facies hacia lutitas y turbiditas. La cima de la formación son lutitas y limolitas negras.

La edad de estos depósitos varía del Kimmeridgiano al Tithoniano, posee un espesor de 300 a 600 (m) y hacia el Golfo de México, se presenta como una unidad indivisible (Formación Pimienta del Tithoniano). Esta formación es la principal roca generadora de los hidrocarburos encontrados en la Cuenca de Sabinas, el espesor bruto de lutita, es de 100 a 300 (m), contiene material orgánico de tipo III y subordinada de tipo II, su contenido de carbono orgánico varía de 1.3 a 3.0, con índice de hidrógeno de 30 a 75 (mg/g) o aún mayor, la densidad de la lutita en promedio es de 2.5 (gr/cc). La roca almacén en esta formación son felsarenitas fracturadas, su porosidad inicial se perdió por compactación y sobre crecimiento de sílice.

- **Descripción Litológica**

Litológicamente, Formación La Casita se encuentra constituida por tres miembros:

El Miembro Superior, presenta lutitas y limolitas calcáreas de color gris y gris oscuro, las cuales gradan a areniscas de grano fino de cuarzo, con cementante calcáreo, pirita y fracturas selladas por calcita, igualmente se observaron trazas de carbón y laminación. El Miembro hacia la cima se compone de lutitas calcáreas de color negro carbonosas con intercalaciones de mudstone a

packstone ligeramente arcilloso y dolomitizado de color gris oscuro y café y granos bioclásticos.

El Miembro Medio, se compone de areniscas con las mejores características de producción la cual es una arenisca de color blanco, verde y escaso gris claro, de grano grueso, constituida de cuarzo, litoclastos de rocas ígneas, feldespatos, mica (clorita) con abundante cementante de clorita y una notable disminución en el cementante calcáreo. Igualmente se observan fracturas selladas por calcita y cristales de cuarzo, regularmente distribuidos, de 2 a 5 (mm) y de calcita hasta de 1 (cm) que sugieren la existencia de cavidades que confieren a la roca buena porosidad y permeabilidad.

En el Miembro Inferior, se compone de areniscas de color gris oscuro de grano medio a grueso, constituida de clastos de cuarzo, feldespatos, mica escasa, con cemento calcáreo y matriz arcillo-carbonosa que presenta escasas fracturas selladas por calcita, y una porosidad y permeabilidad pobre.

- **Sistema Petrolero**

Las rocas de Edad Tithoniano son las principales rocas generadoras que aportaron las cantidades de hidrocarburos más significativa a las rocas almacén de las formaciones Olvido, La Gloria, La Casita, Barril Viejo, Menchaca, Padilla y La Virgen; esta última roca almacén tiene la mayor volumetría producida para calificarla como el principal y más productivo sistema petrolero de la cuenca.

- **Roca Generadora**

En los campos Lampazos y Monclova la principal roca generadora se ubica en la parte inferior de la Formación La Casita de edad Tithoniano, se distribuye regionalmente a lo largo y ancho de la cuenca y en la columna sedimentaria

alcanzan profundidades en los depocentros del orden de 4000-8600 m, sus características geoquímicas se definen mediante los análisis de laboratorio por la técnica de pirólisis a muestras de canal de pozos exploratorios que definen un valor de carbono orgánico >4% en los depocentros y una disminución gradual < 1% hacia los elementos positivos (Isla la Mula), en relación a su grado de madurez estas son inmaduras en los paleoelementos altos y que cambia gradualmente hacia los depocentros donde llega a ser sobremadura.

- **Rocas Almacenadoras**

Las formaciones La Gloria y Olvido del Kimmeridgiano están constituidas por secuencias de areniscas arcósicas y conglomeráticas con porosidades intergranular de 3 al 7%, incrementadas por el fracturamiento natural, su distribución solo se ha detectado dentro de la ésta provincia con espesores que varían de 50 a 200 m; se tiene un campo productor de gas seco.

Las facies deltáicas de la Formación la Casita de edad Tithoniano están constituidas por areniscas calcáreas de grano medio a fino de cuarzo y feldespatos, así como por calizas areno-arcillosas y en menor proporción mudstone a wackestone; con porosidad primaria intergranular de 3 al 7% y en donde se ve afectado por fracturas alcanza valores de 12 a 20%. Su distribución se restringe a la Cuenca de Sabinas con espesores que varían de 50 a 200 m y en ella se ha desarrollado 7 campos.

La Formación Padilla tiene rocas almacén que están constituidas por una secuencia de microdolomías intercaladas con caliza arcillosa, areniscas de grano fino, limolitas rojizas y horizontes delgados de anhidritas, así como algunos desarrollos de packstone a grainstone, su porosidad primaria es de 3 a 6%, en

tanto que su permeabilidad se relaciona al fracturamiento de la roca, tiene espesores que varían de 50 a 600 m.

Adicionalmente la Formación La Virgen del Cretácico Inferior, tiene producción en secuencias de mudstone-wackestone de bioclastos que varían a wackestone-packstone y en partes a grainstone de ooides, bioclastos y miliólidos, así como horizontes de microdolomías y esporádicas laminaciones intercaladas de anhidrita, la porosidad primaria varía de 3 a 7%, incrementándose hasta un 12% por el fracturamiento, tiene espesores que varían de 50 a 450 m.

- **Roca Sello**

La roca sello para el almacén del Oxfordiano son los depósitos evaporíticos de la Fm. Olvido; para los almacenes del Kimmeridgiano el sello son los horizontes arcillosos del Tithoniano (Formación La Casita); para las facies deltaicas de la Formación La Casita el sello lo constituyen las facies arcillosas de la parte superior de la misma formación con espesor de 50 a 300 m; el sello para los almacenes del Cretácico Inferior (Formación Padilla) son los depósitos arcillosos de la Fm. La Mula su espesor es de 300 m, para la Formación La Virgen su sellos son intraformacionales constituidos por los cuerpos anhidríticos de esta formación con espesor de 250 a 450 m; para el Hauteriviano (Cupido-arrecifal) se considera el sello a los depósitos arcillosos de la Formación La Peña.

4.1.3. Sonda de Campeche

4.1.3.1. Ubicación

La Sonda de Campeche está localizada en aguas territoriales del Golfo de México (Figura 4.10), en su porción Suroccidental; hacia el Oriente se ubica la

Península de Yucatán y al Sur y Sureste los estados de Campeche y Tabasco del Sureste de la República Mexicana. Se encuentra a 80 km de la costa y queda comprendida entre las siguientes coordenadas geográficas: N20°10',W92°40',N18°55' y W91°55' (López, 1983).

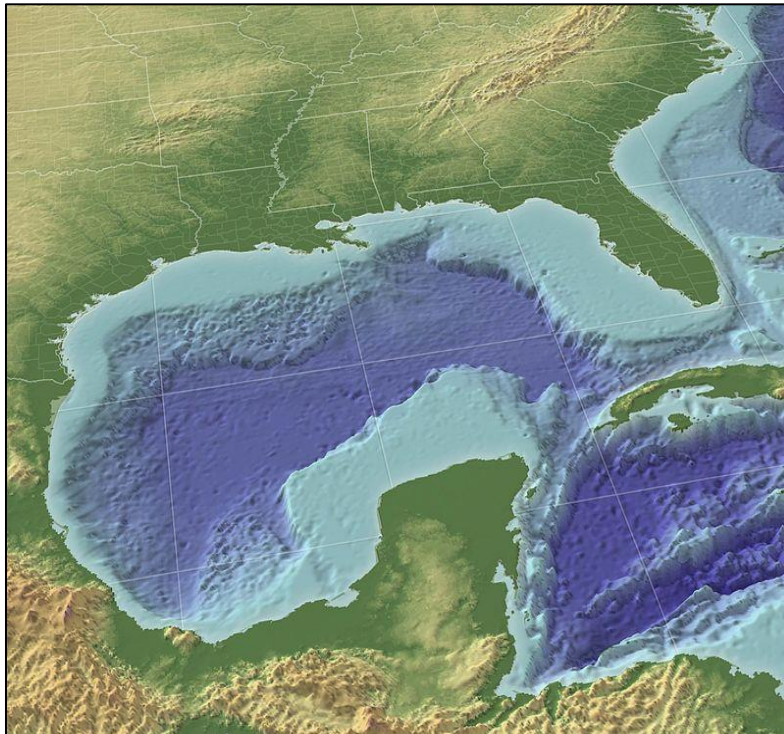


Figura 4.10. Ubicación de la Cuenca del Golfo de México, en la que se aprecia en color azul la denominada Sonda de Campeche (Tomado de Cassares y colaboradores, 1998).

4.1.3.2. Evolución Geológica

El marco geológico regional está relacionado con todos los elementos que constituyen el Golfo de México en esta región del país, como son: la Plataforma de Yucatán, la Sierra de Chiapas y las Cuencas Cenozoicas del Sureste; sobre las cuales se llevaron a cabo diferentes eventos estratigráficos y estructurales en el Jurásico relacionados con la apertura del Golfo de México.

La plataforma de Yucatán es un extenso banco carbonatado cuyo desarrollo inicia en el Mesozoico y continua en la actualidad, se extiende desde la línea de

costa hasta el escarpe de Campeche, en el que replegados sobre su porción occidental se encuentran grandes cuerpos deformados de sal cubiertos por sedimentos Mesozoicos y Cenozoicos.

La Sierra de Chiapas es el resultado de la deformación producida por la acción de la placa del Caribe con la placa de Norteamérica a través del sistema de fallas Motagua/Polochic, los cuales conforman diferentes estilos estructurales que rigen en la región marina de Campeche, y por ende que afectan a toda esta área. Las cuencas Cenozoicas constituyen grandes depresiones, resultado de varios procesos tectónicos destacando el Evento Chiapaneco, llevado a cabo entre el Oligoceno y Mioceno Inferior en todo el Sureste de la república; en las cuencas se acumularon, grandes cantidades de sedimentos terrígenos que se deformaron por el movimiento de la sal del Jurásico.

4.1.3.3. Geología Estructural

En el contexto estructural, la acción de la placa del Caribe con la placa de Norteamérica, generaron en el Oligoceno esfuerzos transpresivos que plegaron la secuencia sedimentaria en forma de anticlinales alargados orientados NW-SE en la Región Marina, dando lugar al denominado Evento Chiapaneco (Sánchez, 1975).

Como resultado de este evento, y por el grueso espesor de terrígenos acumulados, la sal se inyectó a niveles superiores, siendo expulsada formando cuencas de desalojo de sal. Algo muy parecido sucedió con los domos arcillosos que en forma disarmónica están presentes en la columna terciaria, debido a su gran límite elástico y a la abundante presencia de agua, que les permitió que se deformaran plásticamente y se inyectaron en niveles superiores.

Como culminación de este ciclo tectónico durante el Mioceno-Plioceno, ocurrieron esfuerzos que originaron distensión que originó un sistema de fallas lístricas que delimitan la continuidad hacia el mar de las cuencas de Macuspana y Comalcalco, e influyeron en el diapirismo en la Cuenca Salina del Istmo y el desalojo de sal. Esto generó una topografía muy irregular que condicionó los flujos turbídíticos de las arenas postmiocénicas que constituyen los yacimientos del Cenozoico.

4.1.3.4. Estratigrafía

La Sonda de Campeche, desde el punto de vista geológico, corresponde a la evolución de la apertura del rift en el Golfo de México en el Triásico y Jurásico; después cambio a un área de sedimentación de plataforma interna a externa durante el Cretácico.

El basamento metamórfico con intrusiones paleozoicas-mesozoicas, se ubica de acuerdo a la nomenclatura tectonoestratigráfica como Terreno Maya. Esta porción de la Sonda de Campeche se encuentra emplazada en la Placa de Norteamérica, cuyos límites más cercanos son la Placa de Cocos y la del Caribe. La sedimentación se infiere que comienza con una secuencia clástica de carácter continental, tipo “lechos rojos”, que fue depositada durante las etapas iniciales de la apertura del rift, y la cual no se ha alcanzado a cortar por algunos pozos en el área de la Sonda de Campeche; el espesor de las rocas de esta edad en la Sonda de Campeche, es mayor a los 1000 m. La edad de los depósitos podría ser del Triásico Tardío al Jurásico Temprano y Medio.

El paquete de rocas sedimentarias está constituido por rocas que incluyen evaporitas para el Jurásico Superior Oxfordiano y rocas carbonatadas para el

Kimmeridgiano de la cuenca rift, sobre las que se depositaron calizas arcillosas en el Cretácico Superior – Paleoceno Inferior (límite Cretácico-Cenozoico).

El Cenozoico lo constituyen grandes espesores de areniscas así como de carbonatos y el Reciente está formado por una alternancia de capas de arenas poco consolidadas. La columna sedimentaria descansa sobre un basamento de tipo ígneo-metamórfico (Figura 4.11), con un espesor aproximado de 5,500 m que ha sido determinado por los pozos perforados en el área.

En la Figura 4.11 también se aprecia el proceso depositacional sin-rift que se lleva a cabo en la Cuenca del Sureste, el mismo que se explicará a continuación.

En la Sonda de Campeche, la secuencia sedimentaria de carácter netamente marino comienza a partir del final del Calloviano y en el Oxfordiano. Durante, este periodo la plataforma de Yucatán se comportó como una gran superficie emergida, aportando hacia el área marina los sedimentos producidos por su erosión.

De esta forma se fueron desarrollando, en las áreas de depósito marinos, las secuencias de areniscas y carbonatos del Oxfordiano y Kimmeridgiano, como resultado también, de la profundización de los ambientes sedimentarios por subsidencia del substrato, luego de la apertura del rift, y los efectos de las variaciones del nivel del mar.

Durante el Tithoniano el nivel del mar se elevó regionalmente marcando el inicio de una importante fase de inundación favoreciendo el depósito de una secuencia arcillo-calcárea, generando ambientes profundos con zonas de

circulación restringida favorables para el depósito de capas de lutitas negras carbonatadas con materia orgánica. (Ángeles Aquino, 1996).

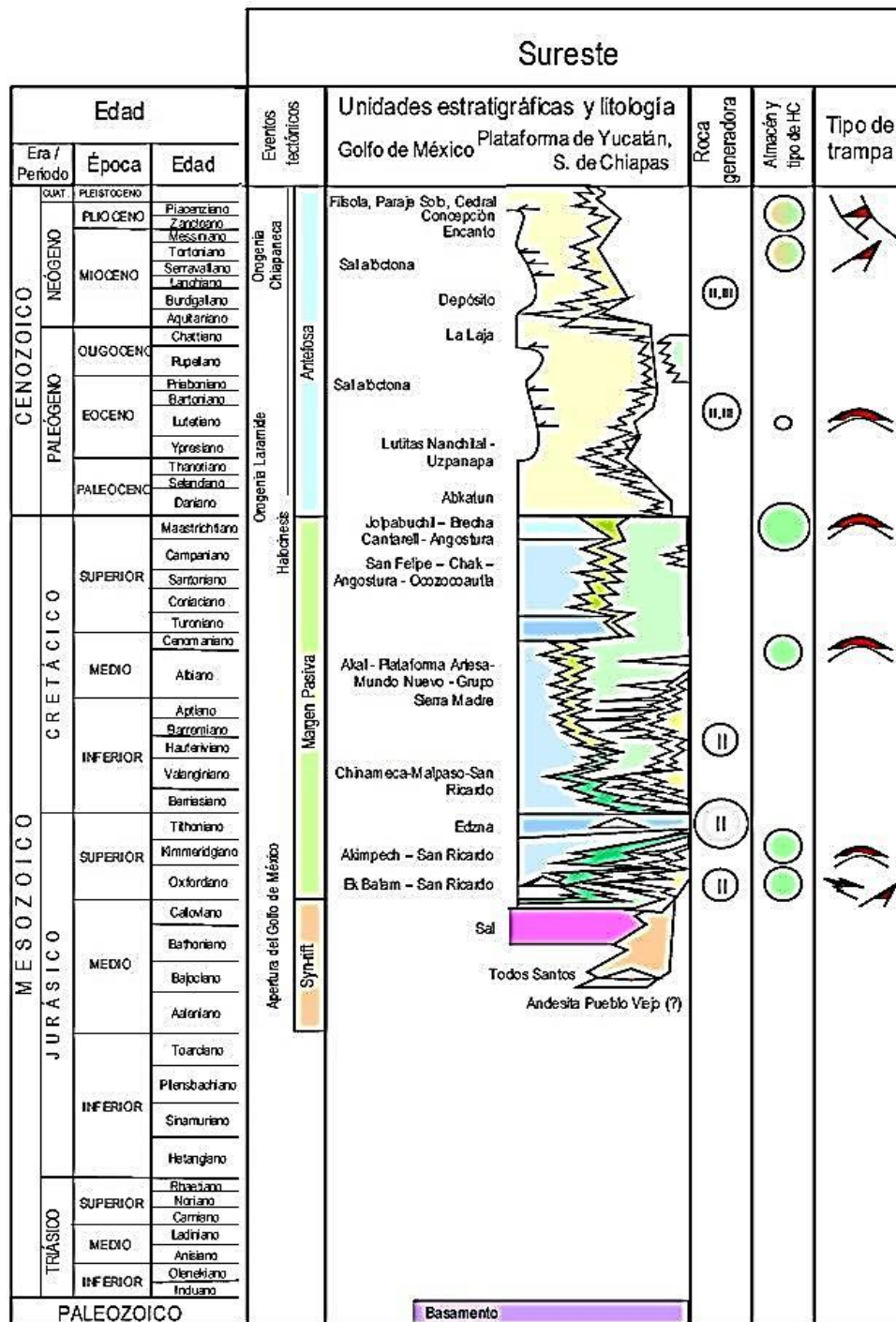


Figura 4.11. Estratigrafía de la Cuenca del Sureste (Tomado de Escalera, 2010).

Para el Mesozoico (Cretácico) tiene lugar el depósito de series calcáreas durante el Cretácico Temprano y de brechas carbonatadas (Cretácico Tardío), como producto de la geodinámica y la destrucción de bancos carbonatados predepositados (Ángeles Aquino, 1996).

4.1.3.5. Marco Tectónico

La evolución tectónica y sedimentaria del Golfo de México según Padilla (2007) se caracteriza por una subsidencia lenta que comenzó desde el Jurásico Medio y continua hasta la actualidad. En lo que corresponde a la Sonda de Campeche, en el Pilar de Akal existen pliegues y fallas laterales asociados a deformación con contracción ya que esta última originó las estructuras con fallas normales e inversas así como plegamientos pronunciados con tendencia estructural de NW-SE siguiendo el alineamiento de la Sierra de Chiapas, producto de la evolución tectónica de la orogenia Chiapaneca.

Etapas de Rifting: La primera etapa de movimiento en el Golfo de México se llevó a cabo durante los primeros episodios del rompimiento de Pangea en el Triásico (Buffler y colaboradores, 1980) y se evidencia por la atenuación del basamento y la separación de bloques a través de fallas trans-tensivas que formaron altos (Bloque de Coahuila y el Bloque Maya) y bajos del basamento (Cuencas del Golfo de México; Pindell, 1985; Salvador, 1987, 1991; Pindell and Kennan, 2001; Pindell y colaboradores, 2006; Padilla-Sanchez, 2007). Esta deformación extensional formó un sistema de rift-grabens y medios grabens que controlaron la distribución de las facies volcanoclásticas y los sedimentos continentales (lechos rojos) que se depositaron en los bajos estructurales (Grupo Huizachal, formaciones Eagle Mills y Todos Santos). Mientras la corteza

continuaba su proceso de atenuación y se profundizaban las fallas, se depositaron espesores de sedimentos continentales de hasta 1,000 m (Goldhammer, 1999). Hacia el Jurásico Inferior y/o Medio mientras se profundizaban estos rift-grabens permitieron la entrada de agua marina fomentando la precipitación de evaporitas a distintos tiempos durante todas las cuencas que se estaban formando (Goldhammer y Johnson, 2001).

El Bloque de Yucatán durante este periodo de rompimiento y apoyado por la formación de una falla transformante de movimiento dextral (Falla Tampico-Chiapas, Padilla y Sánchez, 2007; o Tamaulipas – Chiapas, Pindell, 1985) comienza un movimiento hacia el Sur con una rotación antihoraria. La posición original del Bloque de Yucatán es situada entre los basamentos de Gondwana y Laurasia según las afinidades petrológicas encontradas en los basamentos previos al Mesozoico en estas zonas, así como por paleomagnetismo (Molina-Garza, Van der Voo y Urrutia-Fucugauchi, 1992; Godínez-Urban y colaboradores, 2008). En la medida en que Gondwana se movía hacia el Sur, se ha propuesto que se desarrollaron en México una serie de fallas transformantes con orientación NWSE (Megacizalla Mojave-Sonora) que desplazan a México cada vez más hacia el Sureste (Anderson and Schmidt, 1983). Este desplazamiento impide que las aguas del Pacífico entren a los depocentros del rift hasta ya entrado el Jurásico (Goldhammer y Johnson, 2001).

Etapa de Deriva: En la medida en que Yucatán se desplaza a lo largo de la Falla Tamaulipas-Chiapas (Pindell, 1985), la corteza se adelgaza lo suficiente y comienza la formación de corteza oceánica en el Golfo hacia inicios del Oxfordiano (Buffler y colaboradores, 1980). Mientras el movimiento de Yucatán

continúa, varios de los altos del basamento del NE de México empiezan a subsidir permitiendo la circulación de agua marina en condiciones normales, iniciándose la sedimentación de carbonatos en la cuenca (Formación Zuluoaga, Formación Ek-Balam, etc), (Goldhammer y Johnson, 2001; Angeles-Aquino y Cantú Chapa, 2001).

La formación de la dorsal oceánica con dirección ENE-WSW, parte en dos los cuerpos salinos del Jurásico Inferior y/o Medio dejando la configuración actual entre los cuerpos de sal de la Formación Luan y la Sal del Istmo (Pindell, 1985). Norteamérica y Sudamérica continúan su separación concentrándose el desplazamiento principal en el protocaribe con la formación de grandes dorsales oceánicas (Pindell, 1985); la deriva cesa hacia el comienzo del Cretácico (Berriasiano).

El control de sedimentación de las rocas terrígenas cerca de las tierras emergidas, las calizas y calizas arcillosas en las cuencas y plataformas de este periodo (Oxfordiano a finales del Kimmeridgiano) se debió a diferentes tasas de subsidencia entre los altos y bajos estructurales durante el desarrollo del rift (Goldhammer, 1999). Esta subsidencia diferencial también se debió al comienzo de la movilización de los cuerpos salinos interpretados por Salvador (1991) como una de las razones por las que en las rocas de esta edad se encuentran cambios rápidos de facies lateralmente así como bruscos cambios en los espesores. Para finales de este periodo, el único elemento emergido es el bloque de Coahuila; la plataforma de Yucatán se establece como una plataforma carbonatada somera donde, por efectos locales, emerge para formar lagunas restringidas y donde se precipitan evaporitas (Goldhammer y Johnson, 2001).

El Bloque de Yucatán cesa de moverse y ocupa la zona actual a principios del Berriasiano. Durante el resto del Cretácico se establece un periodo de enfriamiento cortical y subsidencia lenta, el cual provoca que la sedimentación sea mayoritariamente de cuenca y plataforma oceánica tranquila, con arrecifes carbonatados que bordean todo el Golfo de México formando espesores de roca de hasta 2,000 m en algunas áreas (Goldhammer, 1999).

Etapas de Deformación Laramídica: El cambio de las direcciones de la placa Norte Americana con respecto a la placa de Farallón generó en el flanco occidental de Norte América la aparición de una zona convergente en la que Farallón subduce bajo Norte América. Esta subducción genera en todo el flanco occidental una zona de deformación compresiva (las montañas Larámides de donde toma la orogenia su nombre) que en algunos casos - dependiendo del ángulo de subducción de Farallón – se profundiza más allá de la zona de tras-arco deformando por mecánica de Piel Delgada y de Piel Gruesa (Padilla-Sánchez, 2007).

En el Golfo de México esta deformación se aleja de la zona del arco volcánico hacia el continente generando un reajuste de bloques profundos, reactivando fallas antiguas y creando un frente de deformación que aprovechó los niveles evaporíticos para generar desacoples mecánicos y crear un frente de plegamiento que se desplaza de NW-SE en diferentes edades (Campaniano-Oligoceno). Esta deformación modifica los procesos de sedimentación generando en todo el Golfo de México una serie de cuencas foreland (antepaís) con sedimentos terrígenos que forman gruesos paquetes de hasta 8,000m.

A partir del Cretácico Superior la geología del SE de México se diferencia del resto del Golfo de México debido a que el contexto tectónico se modifica. La placa del Caribe empieza su movimiento de convergencia contra lo que queda de Norte América y Sudamérica (Pindell, 1985). El Bloque de Yucatán hacia el Cenomaniano colisiona con el Arco de las Antillas o contra el Bloque de Honduras-Nicaragua a lo largo de la Falla Motagua (Pindell, 1985; Pindell & Keenan, 2001).

Etapas de Deformación del Neógeno: La deformación en el SE de México tuvo su paroxismo máximo hacia el Neógeno, cuando las rocas de la actual Sierra de Chiapas fueron deformadas y plegadas debido al empuje hacia el NE producto del impacto del Bloque de Chortis (Padilla-Sánchez, 2007). Durante esta deformación se formaron varias zonas de despegue en los niveles evaporíticos. La carga de Chortis genera un basculamiento hacia el NE que desencadena en la cabalgadura de lo que actualmente es la estructura Cantarell (formando dos bloques que en la literatura se nombran como Bloque Akal al bloque corrido o alóctono), (Bloque Sihil al bloque autóctono; Chernikoff, Hernández y Schatzinger, 2006). En ese tiempo comienza el depósito de grandes paquetes de sedimentos finos en las cuencas hacia el NW.

La deformación continúa hasta el Plioceno y cuando cesa la carga tectónica, se establece un régimen de relajación el cual favorece el desarrollo de fallas lítricas con orientación NE-SW formando la actual configuración de las cuencas de Macuspana y Comalcalco, y el Pilar Reforma Akal (Meneses-Rocha, 2001; Figura 4.12).

4.1.3.6. Producción

La producción en la Sonda de Campeche se inicia en 1976 y rápidamente se incrementa con los descubrimientos de grandes campos como el Ku (5000 MMbpce) y Pol (2000 MMbpce).

Los mayores descubrimientos se dieron en la década de los 80's del siglo pasado, con Abkatun (5800 MMbpce), Caan (2600 MMbpce), Cantarell (9000 MMbpce) y Chuc(2000 MMbpce). La Sonda de Campeche ha sido tradicionalmente un área productora principalmente de aceites pesados y ligeros, existiendo también una franja que produce gas y condensado y aceites superligeros.

La principal producción proviene de rocas carbonatadas dolimitizadas de la Brecha del Paleoceno-Cretácico Superior, carbonatos fracturados del Cretácico superior al inferior, dolomías del Jurásico Superior Kimmeridgiano y areniscas del Oxfordiano.

Durante el 2004, el Activo Regional de Exploración investigó el potencial del Jurásico Superior Kimmeridgiano en facies fuera de los bancos oolíticos, tradicionalmente productores en la Zona Marina, con la perforación de los pozos exploratorios Tumut-1 y Wayil-1, así como el pozo Pokoch-1 que se encuentra dentro de los bancos oolíticos, los cuales descubrieron nuevos yacimientos de aceite ligero de 43 a 30° API en el Jurásico Superior Kimmeridgiano, estos descubrimientos han venido a romper un paradigma en lo que se refiere a encontrar producción en el Jurásico Superior Kimmeridgiano en facies fuera de los bancos oolíticos.

4.1.3.6.1. Campo Lum (Tierra)

- **Origen histórico**

Se descubrió en enero de 1994 con la perforación del pozo Lum-1 y cuenta con dos horizontes geológicos con gran acumulación de hidrocarburos:

- a. Brecha Terciaria Paleoceno-Cretácico Superior (BTP-KS)
- b. Arenas Jurásico Superior Oxfordiano (JSO).

- **Ubicación**

El campo Lum es parte del complejo Ku-Maloob-Zaap y se encuentra a 105 km aproximadamente al noreste de Ciudad del Carmen, frente a los estados de Tabasco y Campeche (Figura 4.12).

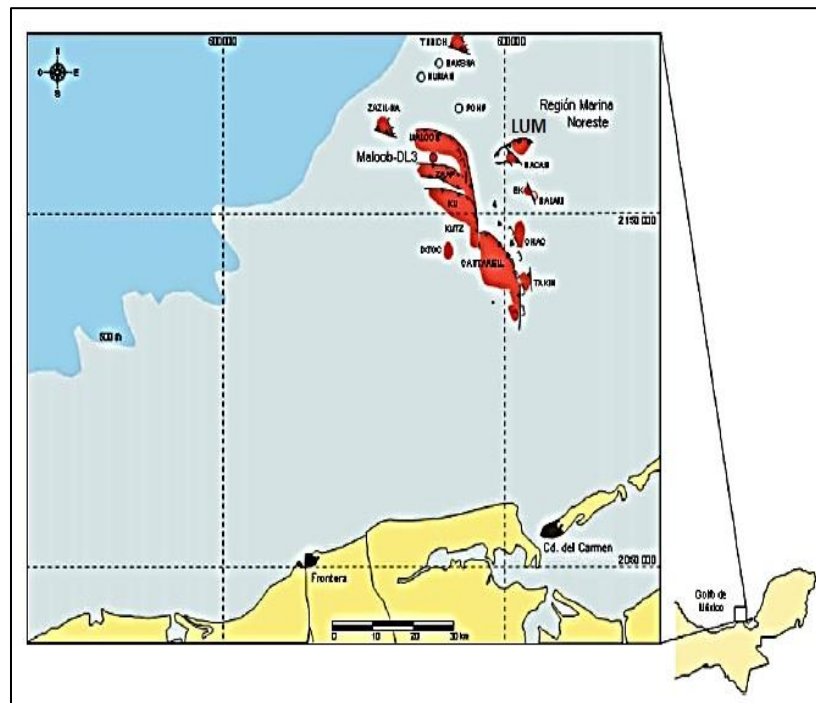


Figura 4.12. Ubicación del campo Lum (Tomado de PEMEX, 2007).

- **Estratigrafía**

En lo que respecta a las litofacies generadoras del Jurásico Superior Oxfordiano se encuentran en la cima de la columna del Oxfordiano

estratigráficamente hablando, suprayaciendo a evaporitas y arenas eólicas. La secuencia se depositó en un ambiente marino restringido dentro de la plataforma y cercano a la línea de costa (Ruiz-Morales, 1994). La roca generadora presenta espesores variables de 25 a 110 m compuestos de terrígenos finos.

4.1.3.6.2. Campo Tson

- **Origen histórico y ubicación**

El descubrimiento del campo se realizó con la perforación del pozo Tson-1, se perforó en Aguas Territoriales del Golfo de México, aproximadamente a 121 km al Noroeste de Ciudad del Carmen, Campeche (Figura 4.13), alcanzando una profundidad total vertical de 4,230 m y resultando productor de aceite pesado. El objetivo fue evaluar el potencial del Jurásico Superior Kimmeridgiano.

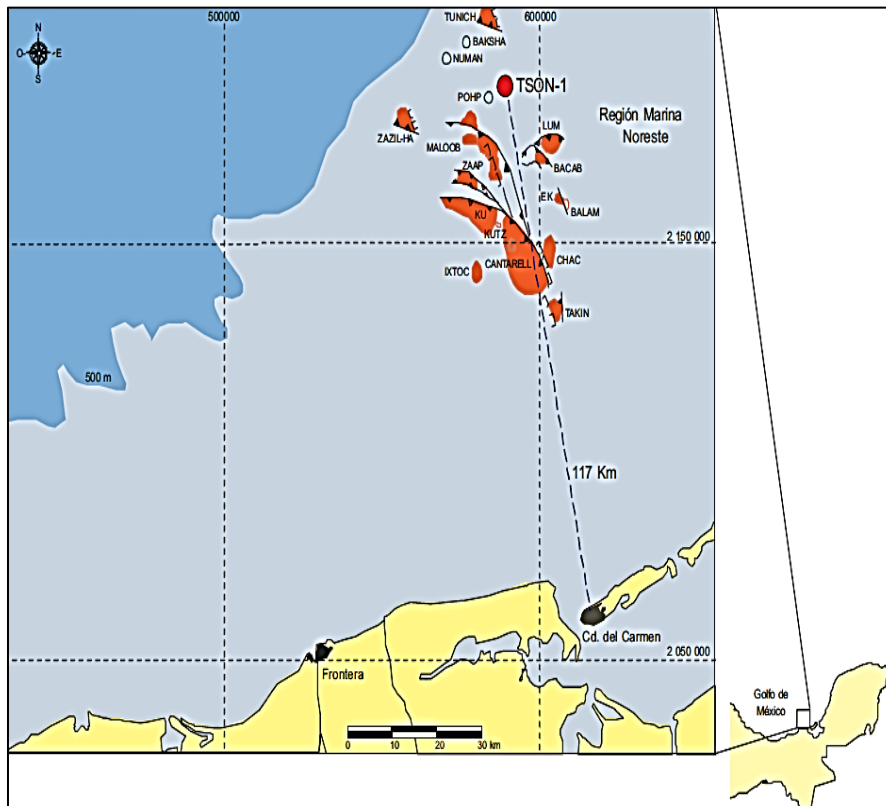


Figura 4.13. Ubicación del campo Tson (Tomado de PEMEX, 2007).

- **Geología estructural**

Es un bloque que forma parte de un complejo estructural de tipo anticlinal, limitado al Oeste y al Norte por fallas inversas. El bloque se encuentra expulsado por efectos de una tectónica compresiva. Localmente la estructura es semicircular con fallas internas de tipo normal e inversa, que dividen a la estructura en bloques de menores dimensiones.

- **Estratigrafía**

La columna estratigráfica está constituida por sedimentos que van del Jurásico Superior Oxfordiano al Reciente. El Jurásico Superior Oxfordiano consta de limolita arenosa, lutita arenisca de cuarzo y caliza arcillosa, en partes bituminosa con trazas de aceite, y wackestone ligeramente dolomitizado.

Por su parte, el Jurásico Superior Kimmeridgiano consta de wackestone arcilloso compacto, con escaso fracturamiento, que se depositó en un ambiente marino somero.

El Jurásico Superior Tithoniano se compone de dolomía micro a mesocristalina con porosidad secundaria moderada en fracturas y cavidades de disolución impregnados con hidrocarburos pesados. Presenta intervalos de dolomía oolítica mesocristalina con muy buena porosidad primaria y secundaria, intergranular y por fracturas, y fuerte impregnación de hidrocarburos pesados.

- **Descripción del yacimiento**

El yacimiento del Jurásico Superior Kimmeridgiano está constituido por carbonatos oolíticos dolomitizados, con porosidad y saturación de agua promedio de 5 y 50 por ciento, respectivamente.

La prueba realizada en el Jurásico Superior Kimmeridgiano aportó 2,764 barriles por día de aceite de 9 grados API, utilizando sistema BEC.

4.2. Ejemplos de Cuencas Sin-rift en el Mundo

4.2.1. Cuenca de Colorado

4.2.1.1. Ubicación

La cuenca sin-rift del Colorado se encuentra ubicada entre el Cratón Sudamericano y el Macizo Nordpatagónico de Argentina. De disposición ortogonal al continente, converge con la del Salado en la zona superior del Talud Continental. Su superficie total es de unos 125.000 km², de los cuales 115.000 km² están en la porción sumergida. La Cuenca de Colorado es un fenómeno tectono-sedimentario perfectamente limitado en el tiempo, en este caso Jurásico Superior-Cretácico.

4.2.1.2. Características tectonosedimentarias

El sustrato Pre-rift de la Cuenca del Colorado está conformado en sus bordes por rocas intrusivas y metamórficas del Precámbrico y del Paleozoico inferior. En el resto de la cuenca, en la zona de mayor interés petrolero, el Basamento de la secuencia Jurásico-Cretácica está integrada por lutitas negras continentales de probada edad Pérmica. Subyacen diamictitas correlacionables con la base del Permo-Carbonífero que aflora en las Sierras Australes de Buenos Aires. Esta secuencia del Pérmico fue atravesada por el pozo YPF Puelche, con un espesor parcial de unos 1500 m. Los análisis geoquímicos indican que las lutitas negras tienen en esta posición de cuenca condiciones marginales de

generación de gas seco. Después de una discordancia angular muy bien definida, se reconoce una secuencia mesozoica pre-maastrichtiana, que en posiciones axiales puede llegar a tener más de 6,000 m de espesor (etapas de sin-rift y post-rift). En la Cuenca de Colorado se halló la presencia de sedimentos depositados en ambientes marinos de gran espesor, tanto en la etapa sin-rift como post-rift (Figura 4.13).

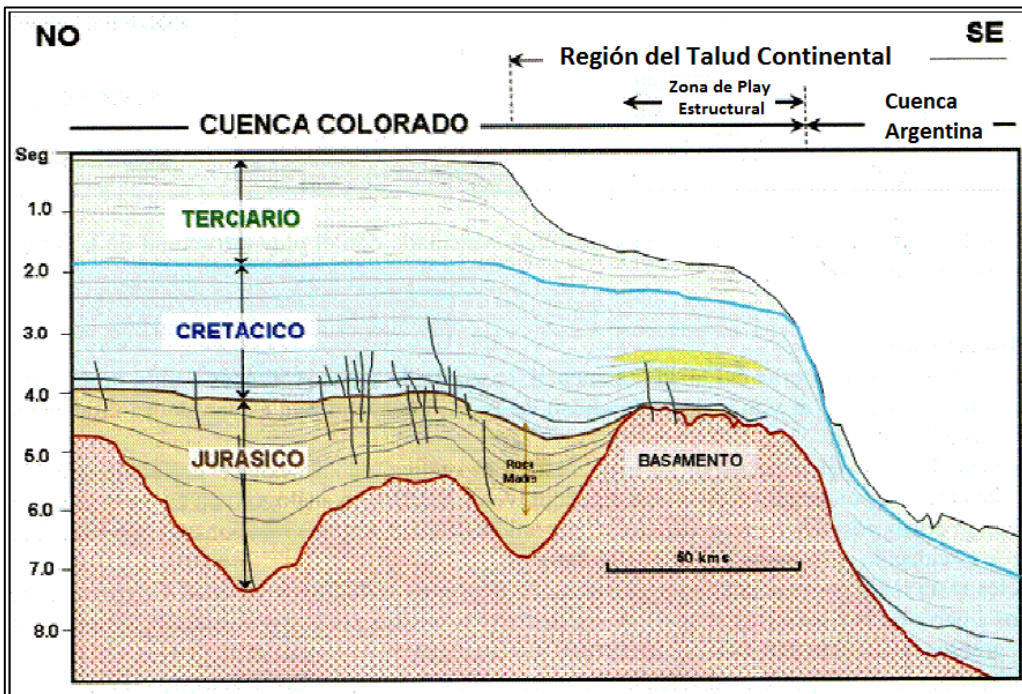


Figura 4.13. Evolución geológica de la Cuenca Colorado (Tomado de Energía Argentina S.A, 2008).

4.2.1.3. Características estratigráficas

El relleno inicial es denominado Formación Fortín y lo sigue la Formación Colorado. La Formación Fortín está constituida por depósitos aluviales conglomerádicos rojos, restringidos mayormente a los semigrabens de orientación regional NW-SE, que tienen según la información sísmica, espesores de hasta 2,000 m.

La Formación Colorado es subdividible en una sección inferior enteramente continental en las posiciones perforadas por pozos petroleros y una sección superior (Figura 4.14), con mejores condiciones de yacimiento, que intercala niveles marinos litorales con mayor frecuencia a medida que los pozos se encuentran más próximos al eje de cuenca. Los depósitos Albiano-Cenomaniano hacia sectores próximos al talud deben hallarse en facies totalmente marinas (tal vez deltaicas y/o turbidíticas).

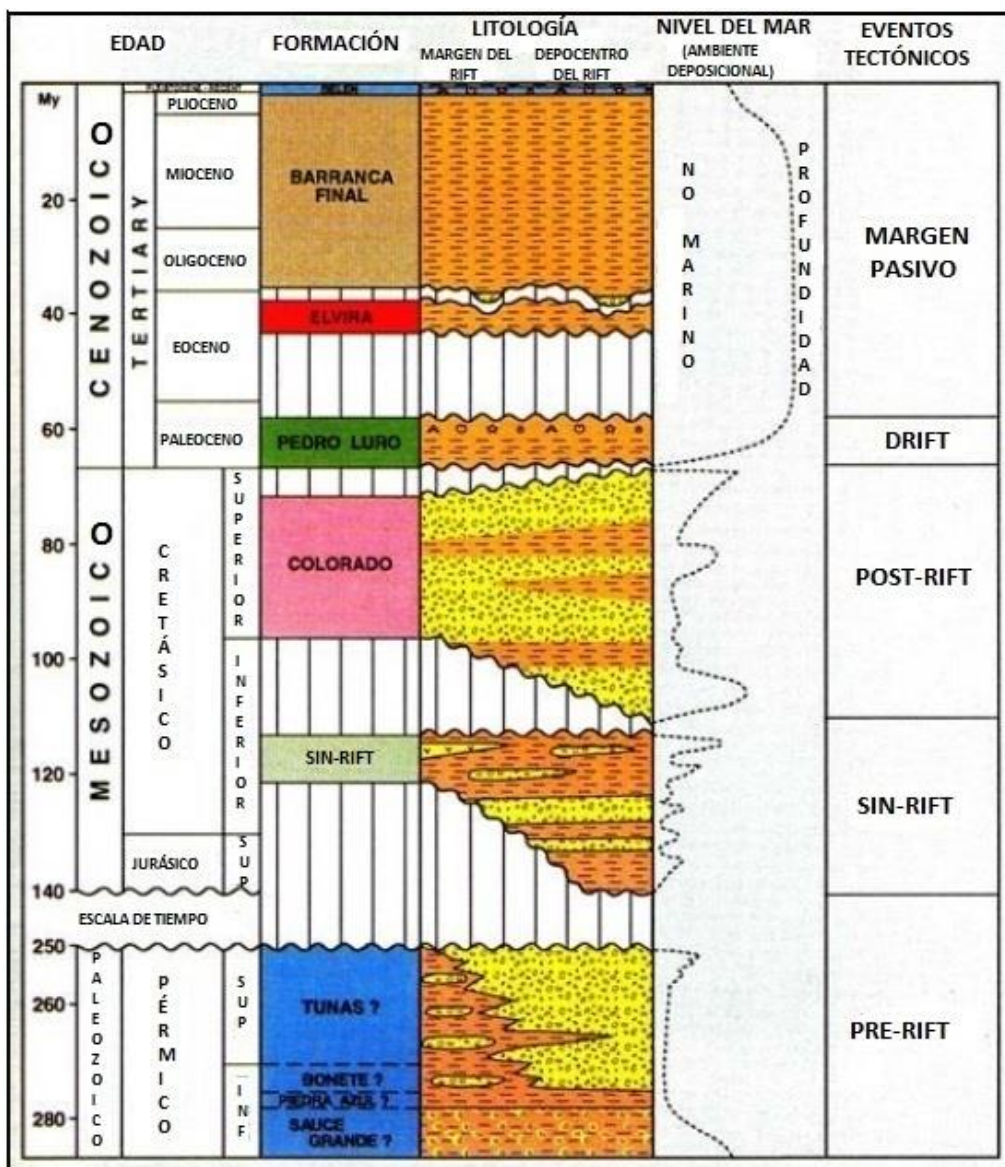


Figura 4.14. Estratigrafía de la Cuenca Colorado (Tomado de Energía Argentina S.A, 2008).

La distribución y espesores de la Formación Colorado están controlados por la subsidencia térmica, focalizada en el eje de la cuenca. Sus secciones basales en los sectores más profundos de la cuenca, aún no perforados, muestran sísmicamente reflectores continuos que podrían responder a sedimentación marina. El resto de la columna sedimentaria, Maastrichtiano-Cenozoico, está conformado por un conjunto de sedimentos marinos de plataforma somera, con un espesor máximo de 2,500 m; la Formación Pedro Luro provee de un buen sello regional.

4.2.1.4. Evidencias de Hidrocarburos

El pozo Cruz del Sur fue ubicado sobre el flanco de un alto de Basamento con el objeto de perforar lo más posible en la sección Rift. Fue el primero en esta cuenca, después de 14 sondeos sin indicios concretos de hidrocarburos, en detectar varios niveles con evidencias e impregnaciones de petróleo ligero, mismos que se observaron en un tramo de 1,200 m dentro de la sección Rift. También se observaron registros continuos de gas desde los 850 m hasta la profundidad final. Se hicieron 14 ensayos de flujo lateral a pozo abierto (Metros Desarrollados Totales-MDT), de los cuales 3 recuperaron petróleo de 39* API entre 3,438 y 3,488 m (parte superior del Sin-rift inferior) (Turic, 2009).

4.2.1.5. Sistema Petrolero

- Roca Generadora

Del estudio de los datos de las perforaciones se han identificado o inferido tres secciones con características de roca generadora; la más antigua es del Pérmico. En el pozo Puelche los análisis geoquímicos mostraban condiciones de

generación marginal de gas seco. A esto se suman los datos del pozo Estrella que indican que el Pérmico superior es potencial generador de petróleo, con Carbono Orgánico Total (COT) promedio de 3.4%. En la sección inferior de rift del pozo Cruz del Sur, si bien no pudo ser identificada se interpreta que debe existir una Roca Generadora Marina que originó el petróleo recuperado en los pozos perforados. Cabe también la hipótesis de que el petróleo recuperado haya sido originado en el Pérmico. El más joven de los intervalos con posibilidades de generación se ubica en la sección superior del Rift, con un promedio de 2.4% de COT.

YPF publicó en 2009 algunos resultados derivados de análisis detallados de información sísmica con un modelado estratigráfico numérico, lo cual permitió definir el hipotético desarrollo de facies de ambiente marino restringido adecuadas para actuar como potenciales rocas generadoras.

Estos estudios realizados sobre los bloques que opera YPF en la cuenca, coinciden con los publicados por Union Texas en la que se reporta la presencia de ambientes anóxicos se habrían dado durante la última etapas de Sin-rift (ambientes lacustres) y en estadios iniciales de la subsidencia térmica (post-rift). De las acciones llevadas a cabo por YPF en sus bloques son de mencionar los elementos de juicio positivos aportados por imágenes de radar que muestran “oil seeps” y la comprobación de gases termogénicos en muestras de fondo marino.

- Roca Almacenadora y Roca Sello

Las rocas más antiguas con características de Roca Almacenadora corresponden al Pérmico, los que fueron cortados parcialmente en varios pozos; son areniscas cuarzosas, bien clasificadas, de grano mediano a grueso, pero de muy baja

porosidad efectiva debido a su alto grado de cementación y compactación. Debido al fuerte plegamiento del Pérmico podrían en algunas posiciones de cuenca ser Rocas Almacenadoras para gas si se las halla naturalmente fracturadas.

La sección de sin-rift presenta paquetes de gran espesor de areniscas con porosidades del 10 al 15%. En general son areniscas y litarenitas inmaduras, con altos porcentajes de matriz arcillosa, constituyen en realidad yacimientos de bajo potencial productor. Es en la Formación Colorado donde se comprobaron las mejores condiciones de Roca Almacenadora, con porosidades de entre 22 y 32%. Por lo conocido, en la parte oriental de la cuenca sus paquetes arenosos se depositaron en ambientes deltaicos fluvio-marinos y marinos litorales.

Con lo que respecta a los sellos, para la etapa de sin-rift estaría dado por estratos de lutitas que funcionaron como sellos locales. En cambio, para la Formación Colorado el sello regional provisto por la Formación Pedro Luro es bastante eficaz, donde los análisis petrográficos y de presión capilar así lo muestran. Por otra parte, la misma naturaleza del ambiente de sedimentación de la Formación Colorado proveería de numerosos horizontes almacén/sello.

- Trampas

Se deben distinguir dos situaciones geológicas bastantes distintas entre sí: una para el ámbito de la Plataforma Continental y la otra para el Talud Continental. Para el ámbito de Plataforma los tipos de trampas son altos de basamento y cierres por fallas de la sección sin-rift; en las que también se observan fallas de dirección NW que forman bloques rotados, siendo éstas las que predominan como estilo estructural. Los traslapes sobre altos paleozoicos y trampas combinadas

completan las trampas. En cambio, la región del Talud está dominada por grandes estructuras plegadas de centenares de km² de extensión areal.

Estas trampas estructurales están localizadas a lo largo de lo que se ha denominado Alto Estructural oriental de orientación casi N-S. Este Alto está relacionado a bloques del Basamento, tectónicamente activos durante el Cretácico y el Cenozoico Inferior, que conformaron anticlinales con cierres en los cuatro sentidos. En este sector, el único estudiado con cierto detalle y con más disponibilidad de información, del play del talud, también se observa con frecuencia anticlinales con cierre contra fallas (“Roll over”).

La Figura 4.15 representa una sección sísmica compuesta que, permite observar en escala horizontal muy comprimida, el tipo de secuencia estratigráfica y las características estructurales del sector del talud en la cuenca del Colorado. Esto ha sido estudiado con detalle por YPF, siendo posible que este tipo de situaciones se repita en otras posiciones del talud, tanto al Norte como al Sur.

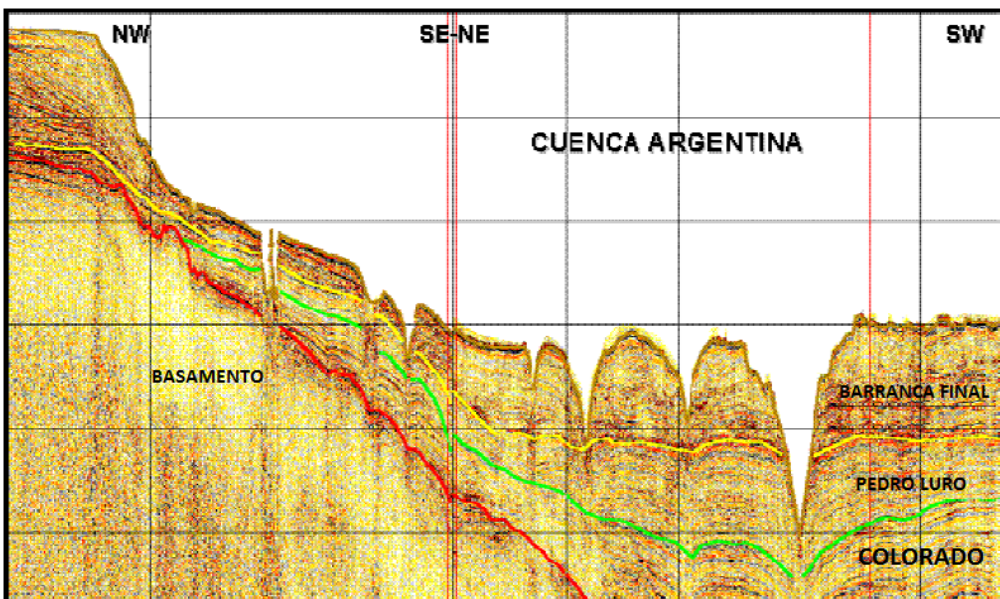


Figura 4.15. Ambiente geológico y fisiográfico en la Cuenca Colorado (Tomado de Energía Argentina S.A, 2008).

4.2.2. Cuenca Neuquina

4.2.2.1. Ubicación

La Cuenca Neuquina es una cuenca de forma triangular (Figura 4.16), que cubre una superficie de 160,000 km² (Yrigoyen, 1991). Está localizada al este de la cadena andina argentina entre los 32° y 40° de latitud S. Limita al Noreste con el macizo de la Sierra Pintada y al Sureste con el macizo Nordpatagónico (Digregorio y colaboradores, 1984).

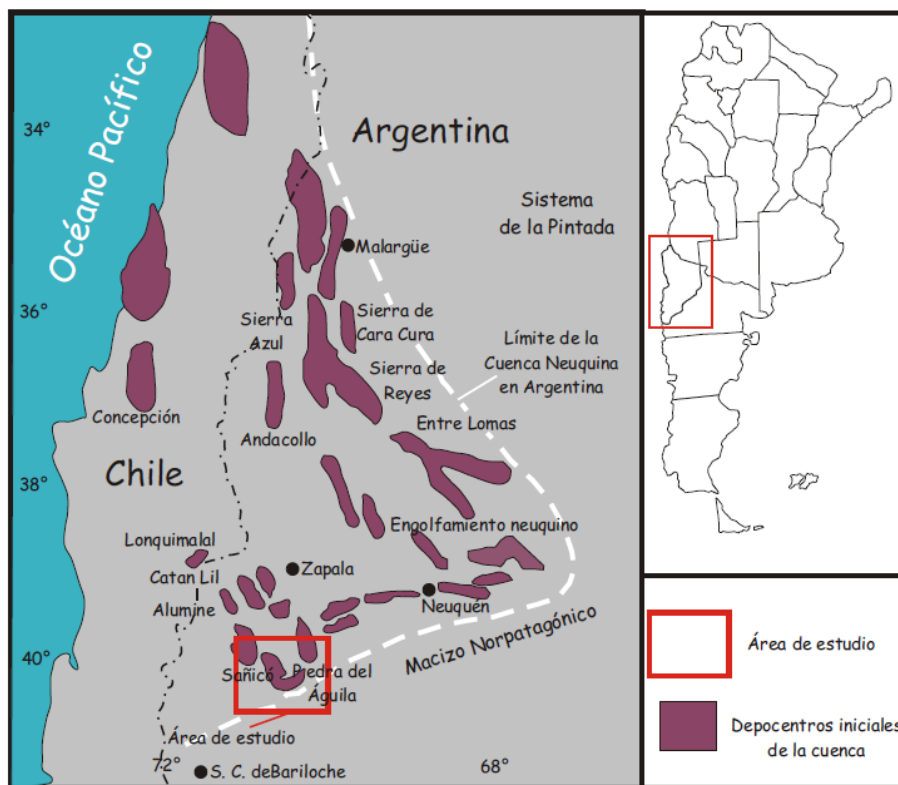


Figura 4.16. Ubicación de los depocentros iniciales de la Cuenca Neuquina (Tomada de Franzese y Spalletti, 2001).

4.2.2.2. Evolución Geológica

Se trata de una cuenca rift iniciada en el Triásico Superior-Jurásico Inferior por procesos acaecidos en el margen occidental de Gondwana (Uliana y colaboradores, 1989; Legarreta y Uliana, 1996; Franzese y Spalletti, 2001).

Presenta una historia tectónica compleja íntimamente ligada al desarrollo de los Andes y a la geometría de la placa subductada (Ramos y Folguera, 2005). A lo largo de su evolución, la Cuenca Neuquina constituyó un área subsidente, registrándose una columna integrada de hasta 7,000 m de sedimentos (Vergani y colaboradores, 1995) y 4,000 m de sedimentos continuos (Howel y colaboradores, 2005). Desde el punto de vista geotectónico, la compleja evolución de la cuenca puede ser sintetizada en tres etapas (Figura 4.17).

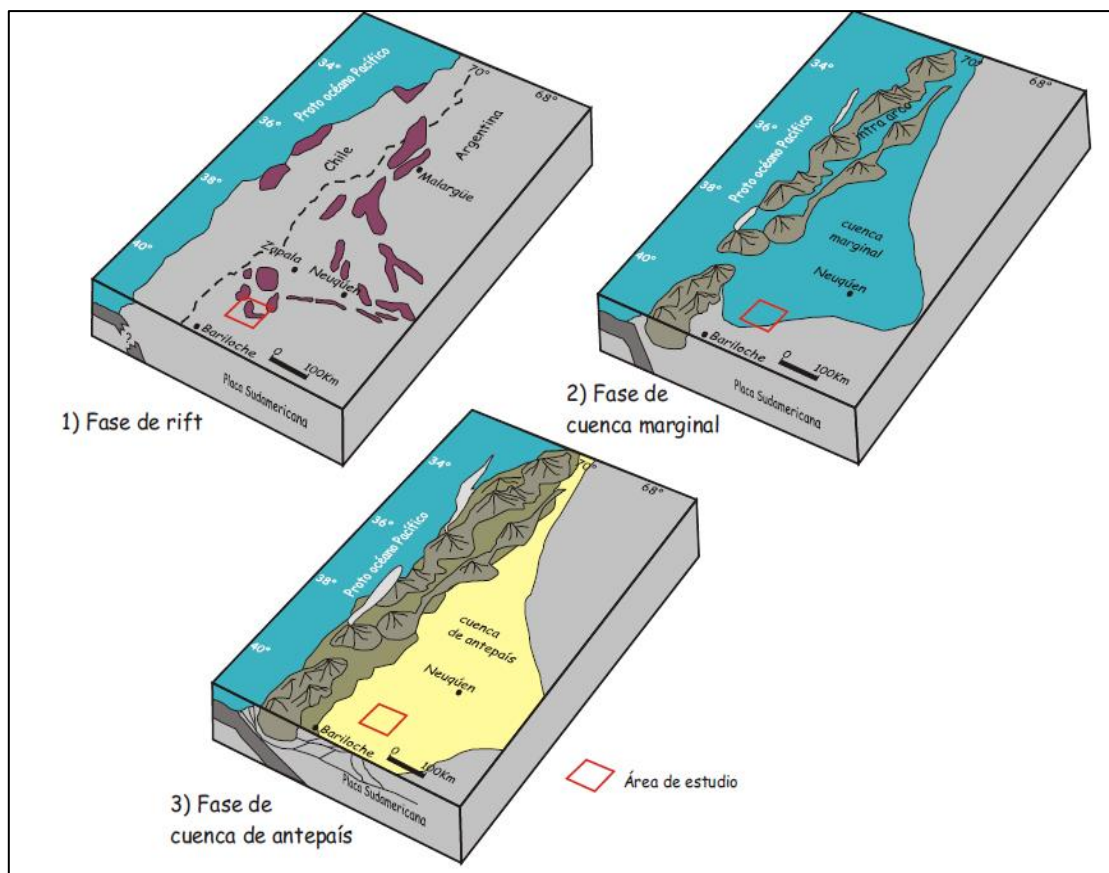


Figura 4.17. Esquema de evolución de la Cuenca Neuquina (Tomado de Howel y colaboradores, 2005).

Etapa de sin-rift (Triásico Superior - Jurásico Inferior)

La Cuenca Neuquina fue originada en el Triásico Superior como resultado de una extensión intracontinental (Franzese y Spalletti, 2001). Algunos autores

relacionaron el inicio de la cuenca con el desmembramiento del supercontinente Gondwana (Uliana y colaboradores, 1989), mientras que otros asociaron el periodo extensional Triásico Superior-Jurásico Inferior a la historia del margen activo pre-andino (Franzese y Spalletti, 2001; Franzese y colaboradores, 2003; Ramos y Folguera, 2005). La idea más aceptada actualmente es que el colapso extensional del orógeno paleozoico Superior (Uliana y colaboradores, 1989; Tankard y colaboradores, 1995) o la transición a una subducción de alto ángulo (Ramos, 2009), habrían producido los fenómenos extensionales que afectaron la zona intracontinental adyacente al margen occidental de Gondwana.

Es importante destacar que diferentes autores consideraron que la Cuenca Neuquina se habría iniciado en un escenario de segmentación pre-andina (Franzese y Spalletti, 2001; Franzese y colaboradores, 2003), con subducción lenta o no subducción al Norte de los 40° de la latitud Sur del margen occidental de Gondwana, y un segmento controlado por la subducción de la placa protopacífica que dio origen a un conjunto de batolitos y rocas volcánicas con características orogénicas al Sur (Rapela y Pankhurts, 1992; Rapela y colaboradores, 2005).

Durante el Triásico Superior y el Jurásico Inferior, los procesos extensionales de intraplaca generaron un conjunto de rifts alargados que dieron origen a la Cuenca Neuquina (Vergani y colaboradores, 1995; Franzese y Spalletti, 2001). Se trata de depocentros con geometría de semigraben rellenos por cientos de m de espesor (Uliana, y colaboradores, 1989; Legarreta y Uliana, 1996; Vergani y colaboradores, 1995).

La mayoría de los depocentros muestran una historia relacionada con una profusa actividad magmática contemporánea. El relleno sintectónico de la cuenca inicial, caracterizada por depósitos continentales volcánicos y piroclásticos con menor participación de facies sedimentarias, fue denominado bajo el nombre de Precuyano (Gulisano, 1981; Gulisano y colaboradores, 1984).

Estudios desarrollados en el marco de tareas exploratorias identificaron al relleno Precuyano en subsuelo y acotaron de manera más precisa las dimensiones de los rifts iniciales, los cuales presentan largos de 150 km, anchos de 50 km y más de 2,000 m de relleno (Legarreta y Gulisano, 1989; Uliana y colaboradores, 1989; Manceda y Figueroa, 1993; Vergani y colaboradores, 1995; Legarreta y Uliana, 1996). Los depocentros están bordeados por fallas normales lítricas o planares y compuestos por semigrabens subparalelos que presentan cambios de polaridad y grados variables de inversión, dependiendo de la posición de la cuenca en que se encuentren (Vergani y colaboradores, 1995). La presencia de discontinuidades y discordancias dentro de los depocentros han sido identificadas por varios autores, indicando periodos de reactivación tectónica durante la evolución de los semigrabens, las cuales controlaron la asimetría y la distribución de los ambientes depositacionales y sus facies (Franzese y Spalletti 2001; Franzese y colaboradores, 2006; Franzese y colaboradores, 2007).

Etapa de Post-rift (Jurásico Inferior-Cretácico Inferior)

En esta etapa los depocentros iniciales son integrados dentro de una única cuenca. De manera contemporánea comienza a desarrollarse el arco magmático andino (Uliana y colaboradores, 1989; Franzese y Spalletti, 2001; Ramos y

Folguera, 2005; Howel, 2005). La caída del nivel de base en respuesta a un aumento del nivel marino global y a la subsidencia térmica (Legarreta y Uliana, 1996), generó una transgresión marina diacrónica en toda la cuenca (Gulisano, 1981), comenzando en el Hettangiano en el Norte y en el Pliensbachiano en el Sur (Legarreta y Uliana, 1996). Con esta transgresión comenzó un periodo de sedimentación marina que dominó los ambientes depositacionales acaecidos durante el Jurásico e inicio del Cretácico. Se depositaron aproximadamente 4,000 m de sedimentos, en forma de ciclos transgresivos-regresivos de diferentes órdenes, controlados por cambios en el nivel del mar, por la subsidencia termal y por los procesos extensionales de retroarco (Howel y colaboradores, 2005).

Los primeros ambientes sedimentarios marino-continentales desarrollados durante la inundación de la cuenca estuvieron controlados fuertemente por la topografía de los grábens iniciales (Legarreta y Uliana, 1996; Burgess, 2000). Este relleno, con espesores de centenares de m, limitado en la base por la discordancia intraliásica y en el techo por la discordancia intracaloviana, fue definido como Ciclo Cuyano (Gulisano, 1981; Gulisano y colaboradores, 1984). Abarca un ciclo de sedimentación marina-continental, transgresivo-regresivo diacrónico, desarrollado entre lapso Hettangiano-Calloviano medio (Gulisano, 1981; Gulisano y colaboradores, 1984).

Etapa de compresión y cuenca de antepaís (Cretácico Superior-Cenozoico)

Hacia fines del Cretácico Inferior una horizontalización del ángulo de subducción lo que generó un cambio hacia un régimen tectónico compresivo (Ramos, 1999). En este marco, se invirtieron muchas estructuras extensionales

previas (Vergani y colaboradores, 1995) y se generó la transición desde una cuenca marginal a una cuenca de antepaís (Franzese y colaboradores, 2003). Esta etapa se caracterizó por la paulatina continentalización de los ambientes depositacionales, controlados mayoritariamente por una tectónica compresiva (Vergani y colaboradores, 1995; Franzese y colaboradores, 2003) y minoritariamente por periodos de relajación tectónica (Zapata y Folguera, 2005) e intrusiones marinas (Uliana y Biddle, 1988).

Como resultado de los diferentes eventos de deformación dos regiones bien definidas pueden ser reconocidas dentro de la cuenca: los Andes Neuquinos, al oeste y el Engolfamiento Neuquino al este y Sureste (Howell y colaboradores, 2005). La región andina se encuentra modelada por eventos de deformación del Cretácico Superior y Cenozoico, esbozados por el plegamiento, el fallamiento y la exposición superficial del registro mesozoico de la cuenca. La región del Engolfamiento Neuquino se caracteriza por presentar la mayoría del registro mesozoico de la cuenca en subsuelo, con y sin deformación.

4.2.2.3. Estratigrafía

Por medio de estudios estructurales y sedimentológicos de campo ha sido posible distinguir la naturaleza volcano-sedimentaria de la secuencia de 'sin-rift', así como su evolución estratigráfica durante el período extensional Triásico Superior-Jurásico Inferior (Figura 4.18).

En la Figura 4.18 se observa el proceso depositacional sin-rift que se llevo a cabo en la Cuenca Neuquina, el mismo que se explicará a continuación.

La secuencia de 'sin-rift' puede subdividirse en tres etapas evolutivas. La parte inicial está integrada por volcanitas básicas a intermedias y depósitos

sedimentarios volcanoclásticos, mayormente gruesos. La sección media se halla dominada por depósitos piroclásticos primarios retrabajados y finaliza con delgadas secuencias carbonatadas lacustres; en el techo de esa sección aparecen localmente lavas basálticas. La sección superior consiste de una asociación de depósitos clásticos gruesos (conglomerados y brechas) y piroclásticos primarios de caída y de flujo. Toda el área estudiada conformó un único depocentro de 'sin-rift' cuyos márgenes estaban orientados en dirección E-W a ENE-WSW.

El borde sur funcionó como la estructura de fallamiento normal más importante, hacia la cual los espesores de la secuencia fueron máximos. El depocentro fue invertido tectónicamente de manera compleja, con generación de anticlinales asociados a fallas normales invertidas. Algunas de esas estructuras anticlinales reflejan la existencia de escalones estructurales internos dentro del depocentro, asociados a antiguas fallas normales oblicuas de orientación noreste.

El relleno de 'sin-rift' del primer evento extensional (rift inicial) es conocido a la escala de la cuenca como Ciclo Precuyano. Esta unidad incluye las secuencias volcano-sedimentarias del Triásico Superior y Jurásico Inferior aflorantes en el frente andino desde el sur de la provincia de Mendoza hasta el sur de la provincia del Neuquén. Las edades de este relleno se conocen a partir de análisis radiométricos realizados sobre ignimbritas del subsuelo, que han proporcionado valores de 219 Ma y 182 Ma (Pángaro y colaboradores, 2002). Restos de plantas fósiles encontradas en superficie han sido considerados como de edad triásica superior (Spalletti y colaboradores, 1991).

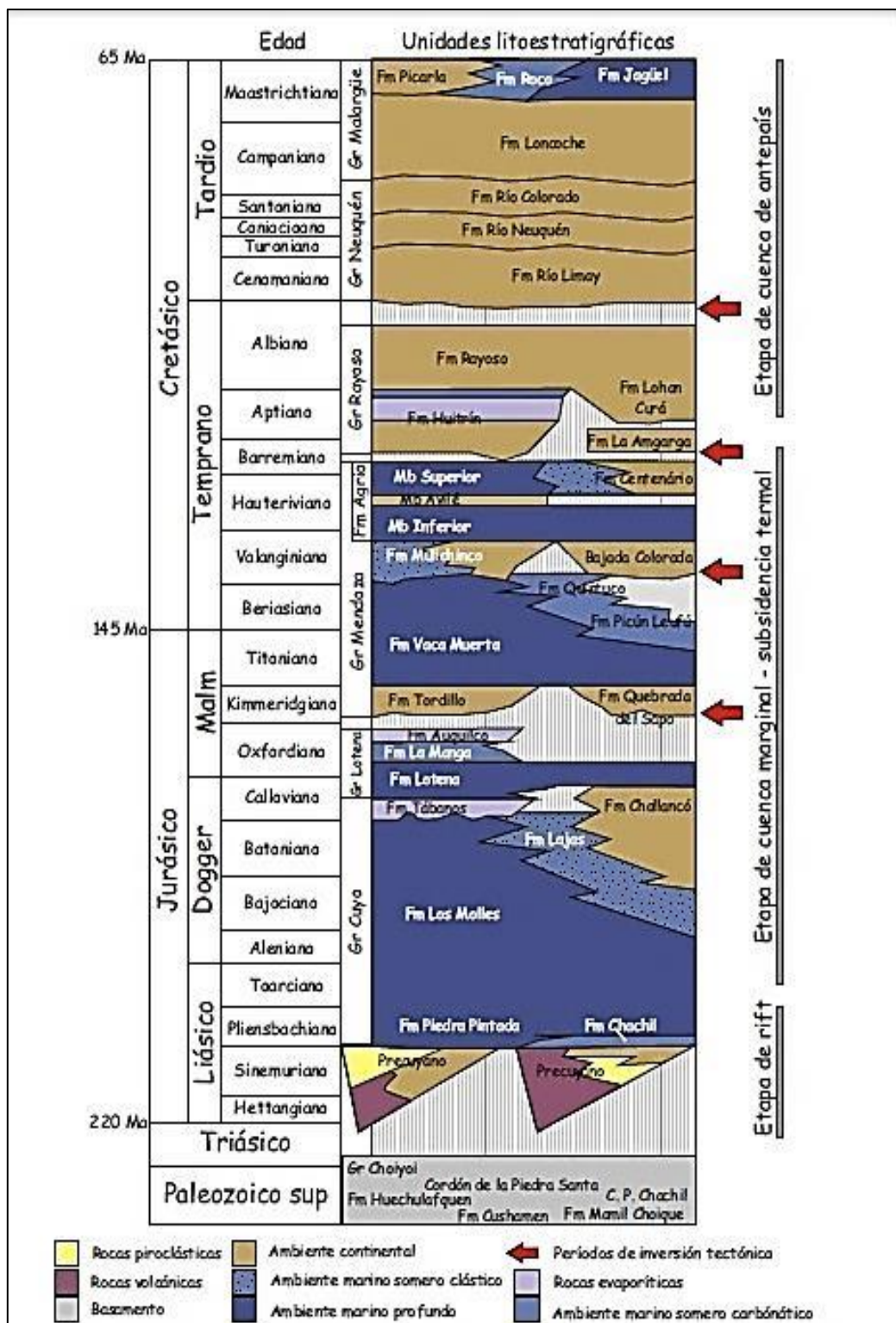


Figura 4.18. Columna estratigráfica integrada del relleno de la Cuenca Neuquina (Tomada de Howell, 2005).

La estratigrafía de 'sin-rift' del evento inicial (Figura 4.18), entendida como la organización espacial y temporal del relleno asociado a la primera etapa de fallamiento normal, ha sido estudiada a grandes rasgos a partir del análisis de afloramientos de secuencias exhumadas por inversión tectónica y de trabajos de subsuelo. En los últimos años su conocimiento se ha visto incrementado debido a que integra un sistema petrolero que se halla en plena etapa de exploración. No existe aún un esquema estratigráfico detallado que integre la distribución de unidades internas a la escala de cada depocentro extensional individual, aun cuando es conocida la estratigrafía de detalle de secuencias de rift' del Triásico Superior-Jurásico Inferior en áreas de la Cordillera Principal, adyacentes a la Cuenca Neuquina (Álvarez y Ramos, 1999) o en otras localidades de la misma cuenca (Franzese y colaboradores, 2006).

4.2.2.4. Producción y Reservas

La Cuenca Neuquina es una cuenca petrolera de 124,000 km², que abarca casi todo el territorio de la provincia de Neuquén, Argentina. La actividad extractiva comprende una superficie de unos 26,000 km², mientras que la actividad exploratoria abarca unos 35,000 km².

Entre los yacimientos neuquinos más importantes de gas y petróleo, se encuentran el de Loma de la Lata, con un pico de producción diaria de 25 millones de m³/día de gas y El Trapial que produce unos 7.000 m³/día de petróleo, en promedio.

Las reservas probadas de petróleo alcanzan actualmente a 56,5 millones de m³, esto es un 14,1% de las totales de Argentina. Los crudos neuquinos se caracterizan por no contener azufre y su densidad promedio oscila en los 36° API.

Las reservas probadas de gas al año 2013 alcanzan a 159 mil millones de m^3 , lo que representa un 40% del total de reservas en Argentina. El yacimiento Loma de la Lata, constituye la principal fuente de producción de este recurso. Se espera para los próximos años un crecimiento importante de las reservas a partir de nuevos descubrimientos y por consiguiente un aumento en la producción en formaciones de arenas compactas.

4.2.3 Cuenca de Campos

4.2.3.1. Ubicación

La Cuenca de Campos está localizada en el Sureste de Brasil, en el litoral Norte del Estado de Rio de Janeiro y al Sur del Estado de Espírito Santo. Limitada al Norte por el Arco de Vitória y al Sur por el Arco de Cabo Frío (Figura 4.19), con un área aproximada de $100,000 \text{ km}^2$ (Winter y colaboradores, 2007).



Figura 4.19. Mapa de ubicación de la Cuenca de Campos y configuración de estructuras (Tomado de Rangel y Martins, 1998).

4.2.3.2. Evolución Geológica

El origen de la Cuenca de Campos es similar a las otras cuencas sedimentarias costa afuera en la margen continental de Brasil, que tienen su evolución estratigráfica y estructural controladas por los eventos de la tectónica de placas, asociado a un rift y posteriormente al movimiento de las placas Sudamericana y Africana, traducido en tres etapas principales: pre-rift, sin-rift y post-rift (proto-oceánica y marinos). Tales eventos han ocasionado el relleno de la cuenca sedimentaria generando la estratigrafía característica de la Cuenca de Campos (Chevron, 2006).

Las etapas de rift proto-oceánica y marina se asocian respectivamente a la tectónica que causó extensión y que originó depresiones donde ocurrieron los procesos de sedimentación muy importantes (Figura 4.20).

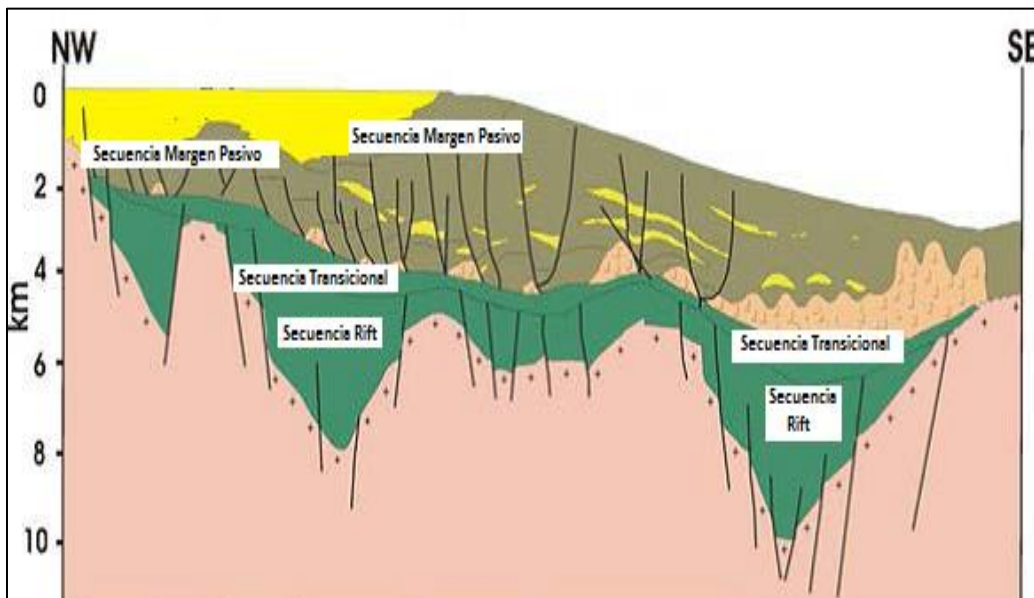


Figura 4.20. Sección geológica de la Cuenca de Campos mostrando una cuenca sin-rift con su respectivo relleno sedimentario (Tomado de Chevron, 2006).

La tectónica que afectó la corteza en la fase de sin-rift (Cretácico Inferior), se asocia al cambio que ocurrió en la estratigrafía, la cual también se modificó posteriormente por la reactivación tectónica (Cretácico Superior) la que fue responsable de establecer dos sistemas de fallas y la depresión que formó la cuenca, formándose áreas preferentes de depositación de turbiditas (Albiano al Reciente); características que permitieron la maduración térmica de la materia orgánica, que posteriormente originaron la migración y acumulación de grandes volúmenes de hidrocarburos (Chevron, 2006).

4.2.3.3. Geología Estructural

Los eventos tectónicos contribuyeron a la formación de sistemas de valles de rift con estructuras orientadas preferencialmente en dirección NE-SW y otras con tendencia N-S, a lo largo del margen continental del este de Brasil. En el sistema de valles de rift se formaron los grabens y medios-grabens, que están limitados por fallas normales sintéticas y antitéticas con desplazamientos de hasta cientos de m. En la margen continental se encuentran importantes estructuras, tales como pliegues y fallas (Chevron, 2006).

La Cuenca de Campos, en su parte central presenta un sistema de fallas con dirección E-W que la separa en dos regiones tectónicamente semejantes, este sistema de fallas se produjo cuando la fase de rift separó la corteza continental (Cretácico Inferior), debido a los movimientos entre las partes Norte y Sur de la cuenca; un hecho que originó un conjunto de fallas normales cuyos desplazamientos se produjeron por esfuerzos que causaron extensión en dirección E-W. Las zonas de fallas normales originaron depresiones intra-rifts

estructuralmente complejas, donde se acumularon turbiditas y se presentó la migración de los hidrocarburos en la Cuenca de Campos (Chevron, 2006).

Otra consecuencia de la tectónica de la fase rift fue la conformación de bloques altos y bajos de la cuenca, que se relacionan con los procesos sedimentarios y geoquímicos que permitieron que se formaran yacimientos de hidrocarburos en la parte Noreste. Las condiciones del marco estructural de esta fase rift fueron importantes para permitir que se acumularan gruesos espesores de evaporitas que se depositaron durante la tectónica extensiva; además de las capas sedimentarias de las unidades estratigráficas más jóvenes (Chevron, 2006). En la fase rift la evolución estructural de la cuenca se relaciona con la tectónica extensiva acumulándose gruesas capas de sal y con su posterior movimiento que fue responsable de iniciar el proceso halocinético, principalmente en el noroeste.

4.2.3.4. Características estratigráficas

El marco estratigráfico de la Cuenca de Campos se compone de rocas de basamento cristalino, que fueron cubiertas por rocas ígneas y sedimentarias. Las secuencias de la fase rift de la cuenca incluyen los basaltos de la Formación Cabiúnas y la porción inferior de la Formación Laguna Fea); su sedimentación está constituida por conglomerados, coquinas y pelitas fluvio-lacustre. Las secuencias de los márgenes pasivos de la zona proto-oceánica y marina, cubren la Formación Macaé (Albiano) y el Grupo Campos (Turoniano-Coniaciano).

La secuencia sedimentaria de mayor interés petrolero fue definida como Formación por Schaller (1973), posteriormente fue redefinida por Rangel (1994) como Grupo Campos (Chevron, 2006). La edad de este Grupo se encuentra entre el Turoniano y el Maastrichtiano, estando compuesta por terrígenos y carbonatos.

El Grupo Campos se subdivide en las formaciones de Ubatuba, Carapebus y Emborê.

La Formación Carapebus de edad Turoniana, está constituida por areniscas que varían de grano fino a grueso, inclusive con algunas capas de conglomerados, intercaladas con estratos de pelíticas de la Formación Ubatuba. El proceso de depositación de esta secuencia corresponde con corrientes de turbidez en el ambiente sedimentario de talud continental.

La Formación Ubatuba es una secuencia pelítica depositada hasta el Holoceno, relacionada a un paleoambiente de baja energía. Se compone de lutitas, margas y calizas con un espesor de más de 1,000 m de pelitas que presenta intercalación de areniscas turbidíticas.

Rici y Becker (1991) definieron cuatro grandes unidades o secuencias, denominadas Unidad I, II, III y IV, con edades comprendidas entre el Paleoceno y Mioceno Superior (Chevron, 2006) (Figura 4.21).

La Unidad I, de edad Paleoceno-Eoceno, litológicamente se compone de depósitos costeros, que en la parte intermedia cambia a depósitos marinos someros que también progradan a una secuencia distal compuesto de sedimentos batiales arcillosos con areniscas de abanicos submarinos.

La Unidad II, de edad Eoceno Superior-Oligoceno, está compuesta por sedimentos areno-arcillosos progradantes con un patrón en clinofomas. Los paleoambientes de esta unidad son deltaicos que progradan a plataforma y talud continental.

La Unidad III, de edad Mioceno Inferior, es una secuencia terrígena progradante siendo frecuente la presencia de cañones submarinos en diversos

niveles; son turbiditas cuyas facies varían desde la parte proximal a distal, donde los sedimentos asociados a la plataforma, progradan a la plataforma continental, el talud y cuenca, en donde se acumularon turbiditas.

La Unidad IV, de edad Mioceno Superior, es agradacional que evoluciona a progradacional con patrones sigmoidales que se formaron más allá de la plataforma, el espesor más significativo es de 2,000 m que se encuentra en la región del talud más allá del borde de la plataforma, los sedimentos finos se encuentran alejados de la zona de pendiente.

En la Figura 4.21 se observa el proceso depositacional sin-rift que se llevó a cabo en la Cuenca de Campos, el mismo que se explicará a continuación.

Desde el punto de vista geológico, esta cuenca es un producto del desarrollo de procesos tectónicos y depositacionales interminablemente lentos, que involucraron episodios de rifting continental, expansión del fondo oceánico y sedimentación. Estos procesos se asociaron con la separación entre América del Sur y África, acaecida durante el desmembramiento de Gondwana en el Cretácico. Los procesos depositacionales formaron las capas generadoras (rocas generadoras), las capas prospectivas y las capas que actúan como sellos, necesarias para formar un sistema petrolero viable.

La Cuenca de Campos y una porción sustancial de sus campos postsalinos se encuentran cargados con hidrocarburos generados en rocas generadoras lacustres. Estos depósitos lacustres ricos en materia orgánica se formaron a través de una serie de eventos asociados con el desmembramiento del oeste de Gondwana. Dicho desmembramiento acaeció en el Cretácico Temprano; con un desplazamiento de 2 a 5 cm/año (0,8 a 2 pulgadas/año), en sentido horario, la

separación entre América del Sur y África requirió casi 40 millones de años; desde el Valanginiano Temprano hasta el Albiano Tardío (Szatmari, 2000).

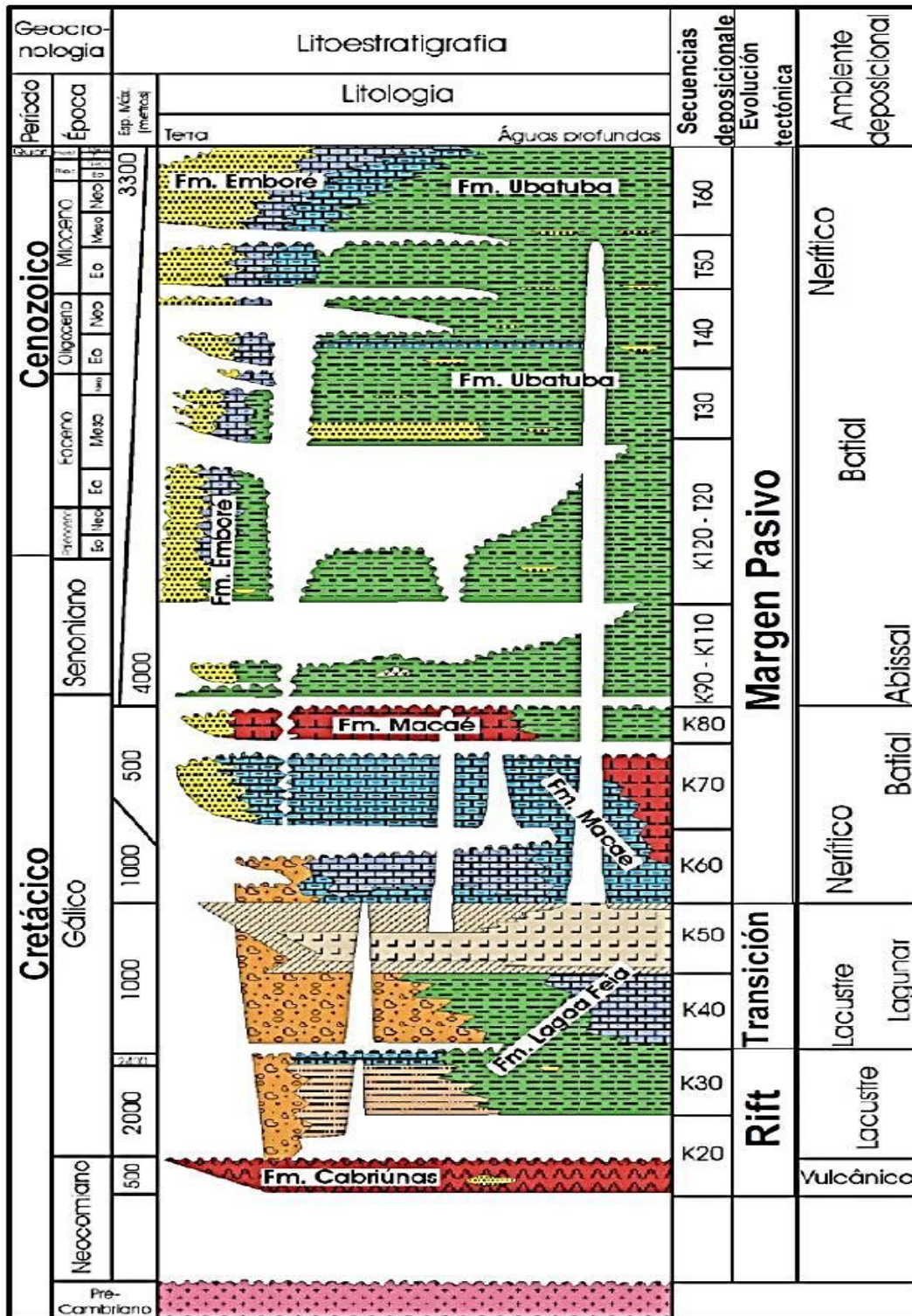


Figura 4.21. Columna Estratigráfica de la Cuenca de Campos (Tomada de Chevron, 2006).

El desmembramiento comenzó con la fase de rifting, en la porción meridional extrema de lo que es hoy América del Sur. Dos plumas convectivas principales del manto —la pluma de Santa Helena al norte y la pluma Tristan da Cunha al sur— contribuyeron al debilitamiento de la litosfera continental. El levantamiento termal y el adelgazamiento de la corteza continental generaron fracturas de tensión que posteriormente se convirtieron en conductos para el magma, formando diques ígneos. Cientos de estos diques atraviesan la actual línea de costa sudeste de Brasil, y sus orientaciones se utilizan para trazar un sistema importante de punto triple (Wilson, 1992).

Los enjambres de diques costeros marcan los brazos norte y sur de un sistema de punto triple generado por una pluma convectiva, que se centra en la costa del Estado de Paraná en Brasil. Estos brazos activos ayudaron a conformar la línea de costa actual, en tanto que el tercer brazo, conocido como Arco de Ponta Grossa, fue abortado y se convirtió en el lugar específico de la actividad basáltica (Coutinho, 2008).

Como resultado, se produjo la extrusión de los basaltos de inundación masivos en la cuenca; cuando la corteza continental se fracturó a lo largo de los rifts, los rifts adyacentes se asociaron entre sí, formando un límite transformante que anunció la separación entre América del Sur y África. Esto finalmente generó una apertura para el incipiente océano Atlántico Sur, conforme los protocontinentes se separaron diacrónicamente, comenzando en el sur y desplazándose hacia el norte (Kelley, 1992).

Entre las edades Berriasiano a Aptiano Temprano del Cretácico Temprano se produjeron tres episodios de rifting. Cada uno de esos episodios formó una

serie de cuencas paralelas a los márgenes de las placas, cerca de la línea de costa actual. Desarrolladas inicialmente sobre el nivel del mar, estas cuencas se convirtieron en lagos al rellenarse con agua dulce. Pero además se rellenaron con sedimentos volcánicos y sedimentos continentales; los ingredientes esenciales para las rocas generadoras de hidrocarburos.

Al ensancharse y hundirse estas cuencas lacustres, se produjo la intrusión gradual de las aguas oceánicas y algunos lagos se volvieron salobres debido al incremento de la salinidad. Las condiciones existentes en estos lagos dieron origen a altos niveles de productividad orgánica y se tornaron favorables para la preservación de material orgánico. Los sedimentos lacustres de esta edad forman la roca generadora principal en gran parte de Brasil (Katz, 2000).

Las condiciones existentes en el sistema de lagos-rift fueron igualmente favorables para la depositación de rocas yacimiento. La separación continental continuó con el tiempo, como lo hicieron los episodios de intrusión de agua de mar. El agua de mar rellenó intermitentemente los lagos, inundando las regiones bajas del valle de rift en lenta expansión (Assmus, 2010).

Estas condiciones generaron un ambiente de alta salinidad y baja energía, favorable para el crecimiento de colonias de cianobacterias (Bass, 1997). Las colonias de algas unicelulares y otros microbios producen exopolímeros que son segregados como una biopelícula. La biopelícula atrapa y cementa los granos sedimentarios formando capas de acreción que luego conforman matas de microbialitas. Los microbios presentes en la porción superior de la mata necesitan la luz del sol para la fotosíntesis y estimulan el crecimiento ascendente, dando origen a una forma laminar por crecimiento orgánico, denominado estromatolito.

La distribución de estos microorganismos productores de carbonatos es afectada por factores ambientales, tales como la luz solar, la temperatura del agua y la turbidez. Estos crecimientos microbianos se litifican con el tiempo, para convertirse luego en las rocas yacimiento de la Cuenca de Campos.

Durante el Cretácico Temprano, las aguas marinas se desbordaron esporádicamente más allá de estas barreras y quedaron atrapadas en las cuencas en proceso de subsidencia. Bajo las condiciones climáticas áridas del Aptiano, estas aguas entrampadas se evaporaron y dejaron depósitos salinos de gran espesor en las cuencas de los márgenes de América del Sur y África. Los depósitos evaporíticos cubrieron los sedimentos de la secuencia de rift precedente, formando un sello efectivo para los hidrocarburos que finalmente migrarían hacia la roca yacimiento microbialítica. Los depósitos salinos del Aptiano señalan la fase evaporítica transicional de la evolución del margen continental que precedió al período de deriva en esta cuenca. Para el Cretácico Tardío, la etapa de rifting había concluido y los continentes de África y América del Sur se separaron aún más con la inyección de nueva corteza oceánica en la dorsal mediooceánica. A lo largo del margen de Brasil, y en condiciones de ambiente marino abierto, se desarrollaron plataformas carbonatadas que crecieron a lo largo del margen opuesto, entre Gabón y Angola, durante el Albiano (Liro, 2000). Con la persistencia de la subsidencia, estas plataformas se inundaron y finalmente se cubrieron con clásticos durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico.

4.2.3.5. Producción

La cuenca Campos, que incluye los pozos Roncador y Frade, y la vecina cuenca Santos contienen un estimado de 100,000 millones de barriles de petróleo.

Brasil espera que la región lo ayude a producir más de 7 millones de barriles de crudo al día para el 2020, superando a los Estados Unidos para convertirse en el tercer mayor productor mundial de hidrocarburos.

Capítulo 5. Desarrollo de yacimientos petroleros

5.1. Generalidades

La industria petrolera realiza actividades que comprenden varios aspectos, los más importantes son: exploración, perforación de pozos y desarrollo del yacimiento o campo.

En la exploración se efectúa un conjunto de actividades ordenadas para localizar zonas con posibilidades de contener yacimientos de hidrocarburos. En esta etapa ingenieros geólogos y geofísicos, auxiliados con equipo y tecnología adecuados, buscan zonas que cumplan con ciertas características geológicas que permitan ubicar la existencia de hidrocarburos o que presenten manifestaciones de estos para que puedan dar paso a estudios más específicos (Ramos, 2001).

La localización de nuevos yacimientos que constituyan un campo petrolero requiere, en primer lugar, delimitar áreas donde existan rocas con posibilidades de generar hidrocarburos y, en segundo lugar, localizar áreas que tienen condiciones geológicas favorables para el almacenamiento de los mismos (Zavala, 2001).

El desarrollo de yacimientos se realiza, en buena parte, con la aplicación de los conocimientos de ingeniería de yacimientos y de las técnicas de explotación empleadas en los mismos. Con el estudio de la información recabada durante la exploración y la perforación de pozos, se realizan las interpretaciones necesarias y los resultados obtenidos se aprovechan en la elaboración de programas para el desarrollo óptimo de los yacimientos descubiertos.

Con la perforación de los pozos exploratorios es posible descubrir nuevos yacimientos, posteriormente se realizan las actividades de explotación de los

mismos, para lo cual se requiere la perforación de pozos de desarrollo con la finalidad de optimizar la producción, basándose en aspectos económicos, geológicos, petrofísicos y los relacionados a los comportamientos de los yacimientos. Sin embargo, la exploración petrolera, con todos sus estudios geológicos, debe continuarse en íntimo contacto con las actividades de desarrollo del campo, determinándose por medio de los datos aportados por las perforaciones mismas, las extensiones y características geológicas específicas de las zonas productoras (Ramos,2001).

5.2. Etapa de exploración

El propósito principal de la exploración es encontrar hidrocarburos que puedan ser explotados económicamente. Algunos programas de exploración son limitados, sobre todo en la mayor parte de las grandes provincias petroleras que ya han sido descubiertas, en las que se pretende aplicar nuevas técnicas exploratorias, como es el caso de las cuencas sin-rift.

La etapa de exploración debe incluir, por lo menos, estudios de geología superficial, que determinen si es favorable la existencia de una provincia petrolera y si es factible encontrar un yacimiento, basándose en la información recolectada. También, se debe determinar si las dimensiones y características de las acumulaciones son de interés comercial o no (Hernández, 2010).

Una vez conocidas las características de la cuenca y si el área tiene posibilidades de contener yacimientos de aceite y/o gas, es importante realizar trabajos de detalle de exploración que permitan localizar las áreas favorables para

la perforación exploratoria en la cuenca, basándose en la información geológica, geoquímica, apoyándose en la interpretación sísmica que muestren el tipo de estructura y la posición del lugar en donde posiblemente se encuentre la acumulación de hidrocarburos. Posteriormente, si descubre un yacimiento, se procederá a desarrollar el proyecto (Zavala, 2001).

Ya que el pozo exploratorio ha sido perforado en alguno de los proyectos de mayor potencial con buenos resultados, se procede a estimar los costos probables para el desarrollo del campo y determinar si es económicamente atractivo, con el pozo exploratorio se obtiene información valiosa para la caracterización y correlación de formaciones, sin importar si el pozo descubre o no un yacimiento. Los encargados de la exploración y la perforación, trabajando en forma conjunta, deben realizar un programa para la perforación del primer pozo exploratorio por cada proyecto, así como también para la perforación de los pozos de desarrollo necesarios, de acuerdo a las características del proyecto (Ramos, 2001).

Si un pozo exploratorio resulta exitoso, es decir, si descubre un yacimiento de hidrocarburos, se debe planear el desarrollo del campo por un grupo multidisciplinario. En el caso de que un pozo exploratorio no sea exitoso, toda la información obtenida de este debe ser estudiada después de su terminación, considerando que, la información sigue siendo útil para incrementar el conocimiento geológico. De acuerdo a los resultados obtenidos de los estudios realizados, se puede decidir si el trabajo de exploración continúa o se detiene (CNH, 2012).

5.3. Clasificación de pozos petroleros

La ingeniería de perforación requiere de diferentes tipos de proyectos para perforar pozos, que de acuerdo a su finalidad, una propuesta es la de Neal J. Adams (1985), quien los clasificó de la siguiente manera:

- Wildcats
- Pozos exploratorios
- Pozos delimitadores (“step-out”)
- Pozos de desarrollo (“infills”)
- Pozos de reentradas

Las características principales de estos pozos se mencionan a continuación:

- Wildcats.- Se perforan en donde no se conoce o es muy poca la información geológica para seleccionar el área.
- Pozos exploratorios.- Son perforados en áreas seleccionadas basándose en datos de levantamientos superficiales, por geofísica, geología, por información satelital y por otros métodos indirectos. En algunos casos se cuenta con datos de perforaciones de pozos cercanos al área por explorar. Estos pozos tienen como finalidad perforar objetivos, cuyas características deducidas a partir de información geológica, geofísica y geoquímica principalmente, presumen la acumulación de hidrocarburos en volúmenes que son susceptibles de explotarse con rendimiento económico.
- Pozos delimitadores (“step-out”).- Se perforan para delimitar a los yacimientos y son perforados después de que se ha descubierto un yacimiento por medio de un pozo de exploración. La selección del área a

perforar en los pozos delimitadores se basa en datos de exploración geofísica, geológica y, sobre todo por la información que proporcionan los pozos perforados durante la exploración.

- Pozos de desarrollo (“infills”).- Se perforan en porciones productivas, previamente identificadas, de un yacimiento. Su finalidad es explotar, económicamente, a los hidrocarburos encontrados en un pozo exploratorio y conociendo sus límites por los pozos delimitadores. Las áreas en donde se perforan se seleccionan basándose en modelos geológicos y geofísicos, considerando aspectos estructurales, estratigráficos, de radio de drene y en información obtenida de los pozos perforados en el mismo yacimiento; se toma en consideración el análisis a muestras de roca, la toma de registros geofísicos, pruebas de presión, etc
- Pozos de reentrada.- Son pozos para profundizar, desviar, terminar o reparar los pozos ya perforados. Varios puntos requeridos en la planeación de estos pozos dependen del propósito de la reentrada.

En la Tabla 5.1 se muestra como se clasifican los pozos exploratorios, teniendo los siguientes casos:

- 1) Pozos cuya perforación se hace lejos de cualquier área conocida como productora de hidrocarburos. Si el pozo resulta productor, se denomina entonces, pozo exploratorio descubridor de un nuevo yacimiento petrolero.
- 2) Pozos que se perforan en áreas conocidas como productoras de hidrocarburos. A su vez se dividen en:
 - a) Pozos localizados dentro de los límites conocidos del campo. Estos pozos se perforan para buscar algún yacimiento que se localice

estratigráficamente por encima o por debajo del yacimiento conocido. A estos pozos se les conoce como "pozos de prueba" o "pozos profundos de prueba".

- b) Pozos localizados en la parte exterior de los límites conocidos del yacimiento, en zonas parcialmente desarrolladas. Estos pozos se perforan principalmente para explorar fuera de los límites del yacimiento con el fin de localizar nuevas acumulaciones. También son llamados "pozos exploratorios para descubrir nuevos yacimientos". Su perforación puede ayudar a extender los límites del yacimiento conocido; en tal caso, a estos pozos se les nombra como "pozos de prueba de extensión" o "pozos fronterizos".

Objetivo de la Perforación			Clasificación una vez que la perforación ha comenzado	Clasificación después de terminar la perforación	
				Exitoso	Sin éxito
Para un nuevo campo en una estructura o medio ambiente, nunca antes producido.			Pozo exploratorio para un nuevo campo	Pozo exploratorio descubridor de un nuevo campo	Pozo exploratorio seco
Para un nuevo yacimiento en una estructura o medio ambiente geológico ya productivos, divididos para pruebas de perforación.	Dentro de los límites del área probada de un yacimiento o para un nuevo yacimiento.	Sobre el yacimiento productor	Pozo somero de pruebas	Pozo somero descubridor del yacimiento	Pozo somero de prueba seco
		Debajo del yacimiento productor	Pozo profundo de prueba	Pozo profundo descubridor del yacimiento	Pozo profundo de prueba seco
	Fuera de los límites del área probada de un yacimiento		Pozo exploratorio para un nuevo yacimiento	Pozo exploratorio descubridor de un nuevo yacimiento	Pozo exploratorio seco
Para delimitar al yacimiento parcialmente desarrollado.			Pozo fronterizo	Pozo de extensión	Pozo fronterizo seco

Tabla 5.1. Objetivos y clasificación de los pozos (Tomado de Ramos, 2001).

5.3.1. Perforación de un pozo exploratorio descubridor de un yacimiento

Mediante el análisis e interpretación de la información, se puede conocer con un alto grado de aproximación el éxito o fracaso de la perforación de un pozo con intenciones de exploración de hidrocarburos (Zavala, 2001). En este sentido, un pozo de sondeo exploratorio incluye a las operaciones de perforación, análisis de núcleos, de pruebas de presión, etc., para determinar el potencial de producción de una formación. Si la aportación de la formación es económicamente atractiva y la terminación del pozo no ha tenido contratiempos, entonces se dice que el pozo fue exitoso para la localización de un yacimiento económicamente explotable durante la etapa de exploración. Cabe destacar que estudios realizados por Frederic H. Lahee (1962), tomando en cuenta las condiciones anteriores, revelan que uno de cada diez pozos exploratorios resulta exitoso.

5.3.1.1. Objetivos y responsabilidades

La perforación de un pozo exploratorio es una parte importante en un proyecto de exploración. En el ámbito petrolero es común denominar a estos pozos como pozos de sondeo o de prueba, no importa el grado de sofisticación aplicado ni en donde se perforen (Mar o Tierra). Los pozos exploratorios pueden perforarse en áreas cercanas a campos petroleros en desarrollo o, por el contrario, en zonas lejanas a estos. Aunque el objetivo primordial de estos pozos es encontrar hidrocarburos, siempre es importante recabar toda la información posible para realizar interpretaciones geológicas del subsuelo y así lograr correlaciones confiables que ayuden a la toma de decisiones. Los responsables de

las observaciones y captura de la información así como de su interpretación son los ingenieros geólogos y geofísicos, los que documentaron el potencial en el sitio de la exploración, mientras que el encargado de la perforación, es el ingeniero petrolero (Ramos, 2001).

En la perforación de pozos se presentan problemas relacionados con las formaciones y con las condiciones de almacenamiento de los hidrocarburos. Por lo que el primer paso en la perforación de un pozo exploratorio es el diseño del mismo, con base en la información recopilada por la exploración superficial y la de otros pozos perforados en áreas cercanas. Para lo cual se deben considerar los siguientes aspectos:

- Predicción de geopresiones.
- Profundidad del pozo.
- Geometría del pozo.
- Trayectoria del pozo.
- Planeación de la terminación.
- Lodos de perforación.
- Selección de las profundidades de asentamiento de las tuberías de revestimiento.
- Diseño de las tuberías de revestimiento.
- Diseño de sartas de perforación.
- Cementación de tuberías de revestimiento.
- Barrenas.
- Corte de muestras.
- Registros geofísicos.

- Pruebas de pozos.
- Selección del equipo de perforación.
- Preparación del lugar en donde se instalara el equipo de perforación.
- Estimación de costos.

La adecuada selección y diseño de cada una de las actividades anteriores dará como resultado un pozo con la menor cantidad de contratiempos, que pudieran poner en riesgo la integridad de la exploración.

5.4. Desarrollo de campos en Cuencas sin-rift

La finalidad principal de las actividades de exploración consiste en localizar acumulaciones de hidrocarburos que sean comercialmente explotables para, posteriormente, desarrollarlas como campos petroleros con base en los trabajos y datos de exploración iniciales, que han proporcionado una gran probabilidad de que existen hidrocarburos en las áreas estudiadas (Zavala, 2001).

En cuencas sin-rift la tectónica es el control principal en la sedimentación; como consecuencia de esto, también es factor determinante en la formación de trampas petroleras, ya que la subsidencia controla la geometría y las facies del relleno de la cuenca. La mayoría de los rifts se forman a partir de fallas normales que se caracterizan por tener en una etapa inicial una sedimentación cerrada con facies lacustres asociadas a éstos (Díaz, 2014); posteriormente estas cuencas evolucionan a ambientes transicionales y marinos someros, por lo que se tienen cuerpos lenticulares de areniscas o desarrollos arrecifales que constituyen potenciales trampas estratigráficas que al deformarse crean trampas mixtas. Al

final la cuenca rift puede tener acumulación de sedimentos de aguas profundas que también se relacionan con el sistema petrolero.

Una vez confirmada la existencia de hidrocarburos por medio del pozo descubridor, se lleva a cabo el desarrollo del yacimiento o del campo. Para el desarrollo de los campos se deben tomar en cuenta los siguientes factores:

- Las dimensiones de la estructura o área geológica que contiene hidrocarburos.
- Espesor de los estratos productores.
- Características de la formación a explotar.
- Posibilidades de producción, de acuerdo con los resultados obtenidos en los pozos exploratorios.
- El tipo de fluido a producir.
- La estimación del volumen a producir.
- Numero de pozos que pueden perforarse y sus localizaciones.
- Construcción de caminos de acceso.
- Condiciones de operación. El nuevo campo puede depender de otro ya existente.
- Suministrar el equipo y material necesario para la perforación de cada pozo.
- Perforación de los pozos de explotación o desarrollo. La técnica de perforación en la que se basan estos pozos es la seguida por el pozo de exploración, pero ahora se tiene bien definido el objetivo de cada pozo, que es producir los hidrocarburos de un yacimiento descubierto.

En cuencas sin-rift en general, las rocas almacenadoras por excelencia son las areniscas; los yacimientos en carbonatos son menos frecuentes y corresponden

normalmente de calizas oolíticas o montículos arrecifales aislados. Predominan inicialmente las areniscas de ambiente continental o mixto, después las de ambiente somero, posteriormente las de plataforma y por último las turbiditas. Las areniscas turbidíticas sin-rift pueden depositarse en los sistemas de cañones submarinos en los semi-graben o pueden depositarse también en el margen de flexión (Díaz, 2014).

El desarrollo de campos petroleros incluye los siguientes pasos, necesarios para explotar apropiadamente los yacimientos:

- Perforar en el campo tomando en cuenta el tipo de estructura o área geológica, las características petrofísicas de la formación productora, así como las propiedades de los fluidos contenidos en ella.
- Controlar el movimiento del aceite y gas a los pozos, mediante un adecuado arreglo y espaciamiento entre estos.
- Controlar y tratar de mantener la energía del yacimiento, para extraer la máxima cantidad de hidrocarburos.

Cuando se tienen zonas de yacimientos múltiples, a causa de divisiones en la formación productora que la separa en diferentes intervalos productores, es necesario aplicar planes de desarrollo y explotación independientes para cada uno de ellos, o de ser posible, considerarlos en forma conjunta (Rojas, 2012).

El desarrollo de cada yacimiento incluye, en primer término, un arreglo en la distribución de pozos que serán perforados para explotar al yacimiento. El arreglo de la distribución de los pozos es determinado, principalmente, por: el tipo de energía del yacimiento, las características geológico-petrofísicas de la formación y las propiedades de los fluidos a producir.

5.4.1. Tecnologías y métodos de explotación

Algunos de los principales retos tecnológicos en el desarrollo de campos en cuencas sin-rift son: La producción rentable de yacimientos en donde las trampas son principalmente cuerpos lenticulares de areniscas (de playa, de barra, de canal o turbiditas) y algunos carbonatos de alta energía (grainstone y bounstone). También es importante considerar que tanto la porosidad como la permeabilidad (factores que determinan la calidad de una arenisca) se deterioran rápidamente con el sepultamiento como consecuencia de los procesos diagenéticos y el aumento en la compactación (Díaz, 2014). La perforación de pozos resulta cada vez más costosa y se ve en situaciones más comprometidas con el ambiente, por lo que es indispensable utilizar algunas técnicas especiales, que nos permitan alcanzar los objetivos de los programas de perforación en la búsqueda de hidrocarburos, con el mínimo de tiempo, máxima seguridad y al menor costo.

5.4.1.1. Perforación de pozos no convencionales

Un pozo no convencional es aquel que permite mejorar la explotación, teniendo como objetivo maximizar la recuperación de petróleo, mediante su longitud y área de contacto con el yacimiento. El desarrollo de sus trayectorias permite mejorar la explotación primaria, secundaria o mejorada del yacimiento (Rojas, 2012).

Estos pozos aumentan su grado de complejidad, ya sea por el tipo de trayectoria, geometría o herramientas de construcción a utilizar para su ejecución y/o terminación (González, 2011). El objetivo de los pozos no convencionales es mejorar la recuperación de petróleo mediante el aumento del área de contacto

entre el pozo y el yacimiento. Los pozos no convencionales son más eficientes que los pozos verticales para drenar hidrocarburo en un volumen dado y pueden ser una opción atractiva para hacer más eficiente la extracción de aceite y gas.

Entre sus principales beneficios se encuentran:

- Mayor volumen de drene.
- Mayor número de fracturas interceptadas en su trayectoria en el caso de fracturamiento natural.
- Menor inversión requerida para drenar un volumen conocido.
- Reducción de tiempo de perforación.
- Opción de convertir pozos horizontales en pozos multilaterales.
- Evita la saturación de gas en la vecindad del pozo.
- Mitiga el riesgo de no encontrar comunicación con las arenas de interés.
- Incrementa el factor de recuperación por unidad de volumen.
- Mejoran escenarios de producción.
- Convierten a áreas rentables las que actualmente no lo son.

5.4.1.2. Perforación de pozos direccionales

Existen ciertas situaciones que requieren el uso de tecnología de perforación de avanzada, los que tiene como objetivo incrementar el drenaje o la producción del yacimiento desde un pozo en particular, si el mismo penetra varios bloques de fallas como el caso de las cuencas sin-rift o maximizar la superficie de drene dentro del yacimiento. Un pozo con múltiples tramos laterales, por lo general, drena varios compartimientos del yacimiento. En los campos maduros, los compartimientos pequeños también pueden ser producidos en forma económica si

los pozos direccionales se encuentran ubicados de manera adecuada (figura 5.1), (Downton, 2000).

En sus principios, esta tecnología surgió como una operación de remedio, sin embargo, se desarrolló de tal manera que ahora se considera como una útil y poderosa herramienta para la recuperación optimizada de yacimientos petroleros de reducido espesor como lo son los yacimientos lenticulares y en capas como los de las cuencas tipo rift (Cabrera, 2008). Uno de los problemas principales de la perforación direccional consiste en determinar la inclinación y dirección del pozo.

Los relevamientos direccionales proporcionan por lo menos tres datos fundamentales: la profundidad medida, la inclinación y el azimut del pozo. A partir de estos datos, se puede calcular la posición final del sitio en que se está perforando. Las técnicas de relevamiento abarcan desde el uso de instrumentos magnéticos de un solo disparo, hasta sofisticados giroscopios. Los relevamientos magnéticos registran la inclinación y la dirección del pozo en un punto dado (un solo disparo) o en muchos puntos (disparos múltiples), utilizando un inclinómetro y una brújula, un cronómetro y una cámara. Los relevamientos giroscópicos brindan mayor precisión utilizando una masa giratoria que apunta hacia una dirección conocida, siguiendo el objetivo.

Un pozo direccional consiste en dirigir la trayectoria de un pozo hacia un objetivo determinado, el cual por lo regular no puede ser unido al origen mediante una línea vertical; para lograr intersectar el objetivo, el pozo direccional se construye con diversos ensambles de fondo, los cuales se vuelven más complicados dependiendo de la trayectoria (González, 2011). Las ventajas más importantes que se tienen al perforar este tipo de pozos son:

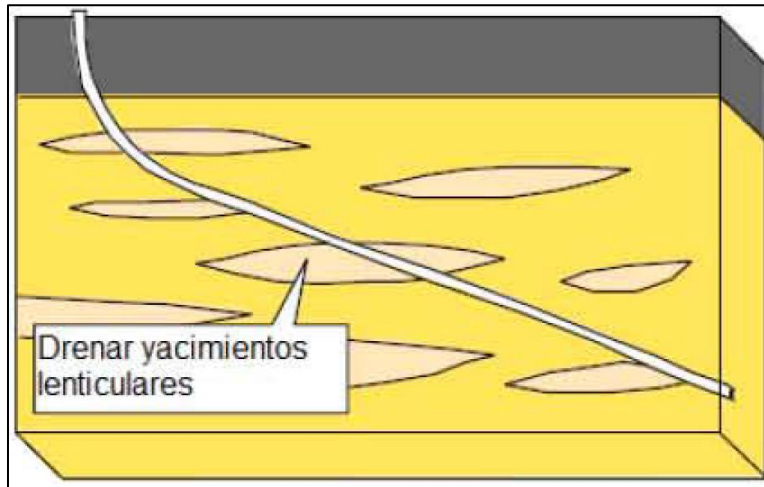


Figura 5.1. La perforación direccional es un trabajo de la Ingeniería Petrolera para desviar un agujero con base en una trayectoria planificada a un objetivo determinado (Tomada de Cabrera, 2008)

- Desarrollo a bajo costo de yacimientos bajo cuerpos de agua.
- Drene de yacimientos lenticulares y en capas.
- Perforación de muchos pozos desde una localización o plataforma.
- Poder llegar a un yacimiento que desde un pozo vertical sería imposible, en lugares poco accesibles y bajo construcciones urbanas o áreas protegidas.
- Mayor área de contacto con la zona de interés, obteniendo una mayor productividad del pozo.
- Altos gastos de producción, de 3 a 6 veces más que de un pozo vertical en la misma área.
- Reduce la conificación de agua y/o gas en formaciones con problemas de interfase de fluidos.
- Reduce los problemas de producción de arena, aumentando la recuperación, ya que se tienen menores caídas de presión.
- Aumenta la inyectividad, en casos de inyección de fluidos.

- Puede reemplazar hasta cuatro pozos verticales dentro de un mismo yacimiento, dependiendo del espaciamiento.
- Mejora la eficiencia de barrido en proyectos de recuperación mejorada.

Los principales problemas que se pueden evitar con la perforación de pozos direccionales son:

- Múltiples viajes, entrando y sacando tubería.
- Prevención y/o remediación de pegaduras de tubería por problema de presión diferencial.
- Torque excesivo.
- Limpieza del agujero y asentamiento de recortes de perforación en el fondo del pozo.
- Control del peso de la barrena para obtener y mantener control direccional.
- Problema de cementación de la tubería de revestimiento o liner.

Por otro lado, las trayectorias usadas para alcanzar un objetivo determinado pueden ser divididas en simples tramos de recta y secciones circulares, las cuales ayudan a cambiar la inclinación o azimut de forma suave, juntar estos componentes brindan una forma simple de intersectar el objetivo. Las trayectorias más usadas en la industria petrolera son: Tipo J, tipo S, tipo S modificado y doble ángulo (Figura 5.2).

Los modernos sistemas de medición durante la perforación (MWD, por sus siglas en Inglés) envían datos de relevamientos direccionales a la superficie por telemetría de pulsos del lodo; las mediciones del relevamiento son transmitidas

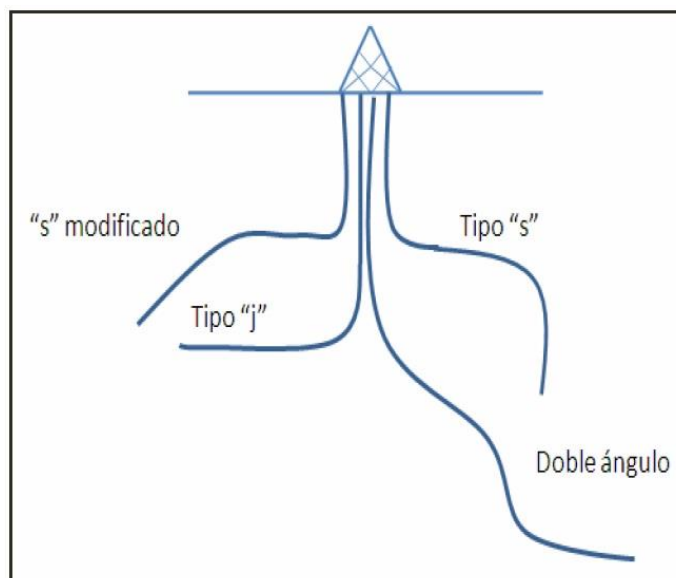


Figura 5.2. Trayectorias más comunes en los pozos direccionales (Tomada de González, 2011).

como pulsos de presión en el fluido de perforación y decodificadas en la superficie mientras se avanza con la perforación. Además de la dirección y la inclinación, el sistema MWD transmite datos acerca de la orientación de la herramienta de perforación direccional. Las herramientas de relevamiento sólo indican el lugar donde se ha emplazado el pozo, mientras que las herramientas direccionales, desde una simple cuchara desviadora hasta los avanzados sistemas direccionales, son las que le permiten al perforador mantener el control sobre la trayectoria del pozo (Downton, 2000).

Los motores de desplazamiento positivo que se colocan en los conjuntos de fondo (PDM y BHA, por sus siglas en Inglés, respectivamente) para rotar la barrena han perforado la mayoría de los pozos direccionales.

La capacidad de controlar la trayectoria del pozo no basta para garantizar la construcción de un pozo perfecto, ya que, para que la perforación direccional resulte exitosa es necesario realizar una cuidadosa planificación. Para optimizar los planes de los pozos el personal calificado consiste en, geólogos, geofísicos y

petroleros que deben trabajar en forma conjunta, desde un primer momento de forma integral, en lugar de hacerlo en forma secuencial utilizando una base de conocimientos incompleta. Una vez determinada una ubicación en la superficie y un objetivo deseado en el subsuelo, el grupo de planeación direccional debe evaluar los costos, la exactitud requerida y los factores técnicos y geológicos para determinar el perfil apropiado de la trayectoria del pozo (oblicuo, en forma de S, horizontal o quizás tenga una forma más exótica). La perforación dentro de otro hueco, fenómeno denominado colisión, es totalmente inaceptable, por lo cual se utiliza comúnmente un programa anticolidión con el fin de planificar una trayectoria segura (Downton, 2000).

Este tipo de pozos son de utilidad en las cuencas tipo rift debido a que con la perforación direccional se obtiene una mayor área de contacto con la zona de interés que en este caso son yacimientos lenticulares de poco espesor, para así lograr una mayor productividad, además reduce los problemas de producción de arena, dado que en las cuencas tipo rift las areniscas son las principales rocas almacenadoras; el uso de la perforación direccional aumenta la recuperación de hidrocarburos evitando el arenamiento de los pozos, ya que se tienen menores caídas de presión.

Además, con la perforación direccional es posible perforar un yacimiento en diferentes bloques de falla separados como los que se encuentran en las cuencas tipo rift (Figura 5.3), lo cual permite drenar el yacimiento de una manera óptima y obtener una mayor recuperación de hidrocarburos; la penetración de bloques adicionales logra reducir costos y minimiza riesgos al perforar una menor cantidad de pozos para drenar el yacimiento de manera eficaz.

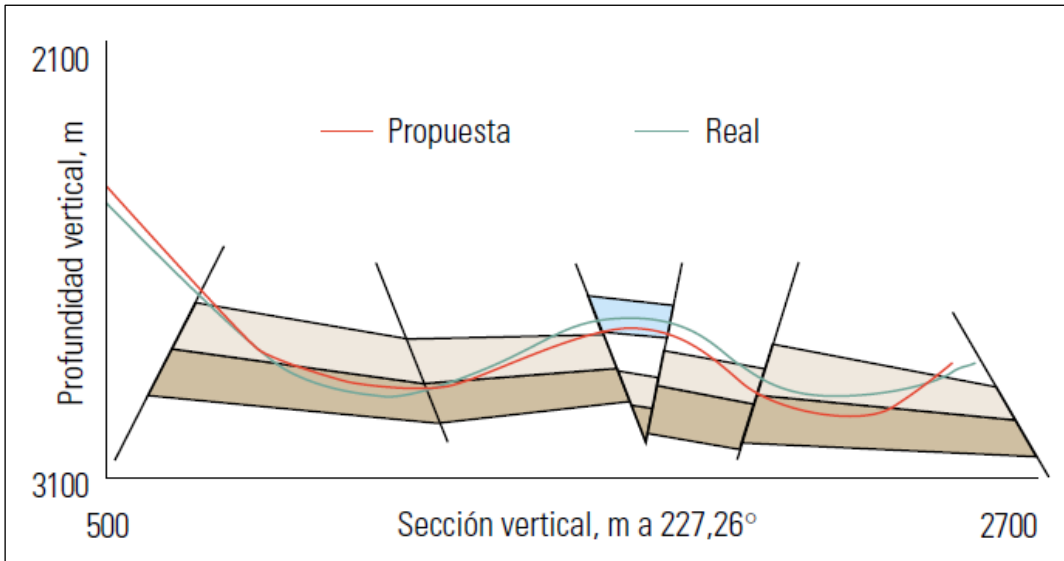


Figura 5.3. Ejemplo de la trayectoria de un pozo direccional el cual intercepta un yacimiento en cuatro bloques de falla separados (Tomada de Schlumberger, 2001).

5.4.1.3. Perforación de pozos horizontales

Un pozo horizontal es aquel donde la última etapa se perfora en forma horizontal o subhorizontal. La mayoría de los pozos horizontales han sido enfocados al mejoramiento de la producción, a partir de yacimientos naturalmente fracturados y a la reducción de agua y gas (Figura 5.4).

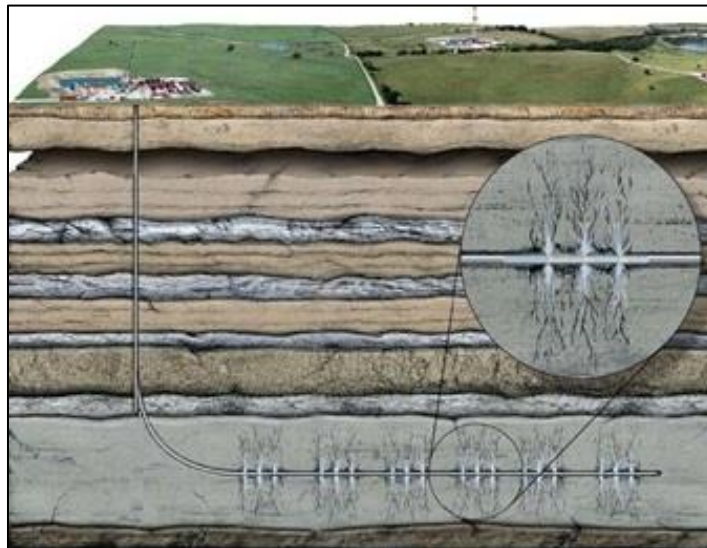


Figura 5.4. Diagrama de un Pozo horizontal (Tomada de Pennsylvania Independent Oil and Gas Association, 2013).

Los pozos horizontales son utilizados para incrementar los ritmos de producción ya que con esta técnica de perforación se aumenta el área de drene y su eficiencia por gravedad. La perforación horizontal permite desarrollar campos costa afuera con menor número de pozos, plataformas más pequeñas y económicas que las convencionales (Salvador, 2012).

La perforación horizontal se puede aplicar a yacimientos de baja permeabilidad, a yacimientos cuyos fluidos son de alta viscosidad y a yacimientos naturalmente fracturados, donde se comunica a las fracturas con el pozo, ayudando al flujo de los fluidos del yacimiento.

Los pozos horizontales permiten incrementar el área de contacto del yacimiento y aumentan la productividad por arriba de la que puede proporcionar un pozo vertical; también pueden reducir la tendencia a la conificación en yacimientos con cuerpos de agua o casquete de gas, ya que generan una baja presión diferencial alrededor del pozo perforado (Salvador, 2012).

Las ventajas de un pozo horizontal son las siguientes:

- Existe mayor área de flujo del yacimiento al pozo.
- Flujo controlado.
- Disminuye la caída de presión en el yacimiento.
- Controla efectos de conificación de agua.
- Explora yacimientos fracturados y zonas aisladas.
- Reduce el riesgo y costo de perforación de zonas problemáticas.
- Atraviesan perpendicularmente el sistema natural de fracturas, reduce los problemas de arenamiento y de conificación de agua y/o gas.

- Por lo general, justifica los costos de perforación con grandes gastos de producción.
- Se mejora el manejo del yacimiento.
- Se produce en zonas de poco espesor donde la perforación vertical no es rentable.
- Se pueden inyectar fluidos como método de recuperación mejorada (recuperación térmica).
- Se puede lograr una mayor recuperación de petróleo en yacimientos de baja permeabilidad.

Las desventajas de pozo horizontal son las siguientes:

- La planeación de pozos no convencionales, demanda un mayor conocimiento geológico del área a desarrollar, para seleccionar el área adecuada donde se perforará el pozo.
- La producción del pozo debe cubrir los altos costos de construcción del mismo.
- La aplicación de tecnología horizontal dependerá de la factibilidad técnica.
- El ajuste de trayectorias y ajuste del programa de terminación puede significar que el proyecto no sea rentable, debido a los altos costos operativos.
- Inestabilidad del agujero, la cual puede provocar cierres o fracturas en el entorno del agujero.
- Estratos o capas de recortes en la parte baja del pozo debido a la ineficiente limpieza del agujero.
- Enjarres depositados en formaciones permeables.

- Pegaduras de tuberías de perforación y revestimiento.
- Dificultades al realizar toma de registros geofísicos.
- Trabajos pobres de cementación.
- El costo en general es de 1.4 a 3 veces más alto que un pozo vertical.
- Los costos se incrementen debido a los riesgos operacionales por los equipos y herramientas utilizados.

El grado de complejidad de un pozo horizontal, al producir petróleo requiere de condiciones que permitan la aplicación de esta tecnología y definir qué tan complejo es a su vez la construcción del pozo con las consideraciones siguientes:

- Conectividad al yacimiento a lo largo de la sección horizontal.
- Selección del tipo de terminación, para que exista la posibilidad de instalación de un sistema artificial, cuando la energía del yacimiento se agote.
- El grado de complejidad también lo podemos clasificar acorde a la construcción del pozo considerando el radio de curvatura y su geometría.

Resulta conveniente la perforación de pozos horizontales en cuencas tipo rift, debido a que en yacimientos de baja permeabilidad los pozos horizontales logran el contacto con una área de drene mayor, logrando así tasas de producción más altas que las obtenida con pozos convencionales y permiten la obtención de mayores aportes de hidrocarburos en yacimientos que de otra forma serían poco rentables. Además, la utilización de pozos horizontales logra un proceso más eficaz de drenaje evitando la conificación de agua y arenamiento, especialmente

en formaciones de poco espesor como los yacimientos de las cuencas tipo rift. A pesar de los mayores costos iniciales de perforación, los pozos horizontales colocados correctamente pueden representar un valor superior. En las cuencas tipo rift es necesario que para optimizar el posicionamiento de los pozos horizontales en los yacimientos de areniscas de poco espesor se utilice un enfoque basado en mediciones realizadas durante la perforación. Las tasas de producción de hidrocarburos en los pozos horizontales perforados dependen en gran medida de factores tales como la longitud de la sección lateral, las propiedades de las areniscas perforadas y la posición de los pozos dentro de la formación.

5.4.1.4. Perforación de pozos multilaterales

La perforación multilateral es el proceso de perforación múltiple de varios pozos con el fin de incrementar el área de drene del yacimiento, es decir, perforar uno o varios ramales (laterales) en múltiples direcciones dentro de una sección ya sea horizontal, vertical o direccional (Cárdenas, 2008).

Se define un pozo multilateral (ML), como aquel que a partir de una misma boca del pozo se accede con dos o más ramas, a uno o varios horizontes productivos (Figura 5.5). El objetivo de los pozos multilaterales o ramificados es aumentar la productividad del pozo y reducir los costos de explotación. Puede ser aplicable a pozos nuevos o a pozos existentes con reentradas. Los pozos horizontales y multilaterales, pueden producir de 3 a 5 veces más que los pozos verticales en la misma área y en casos especiales pueden llegar a producir hasta 20 veces más que los pozos verticales; Es por eso que se ha tenido el auge de

esta nueva tecnología en la industria de perforación de pozos petroleros (Barbedauld, 1999).

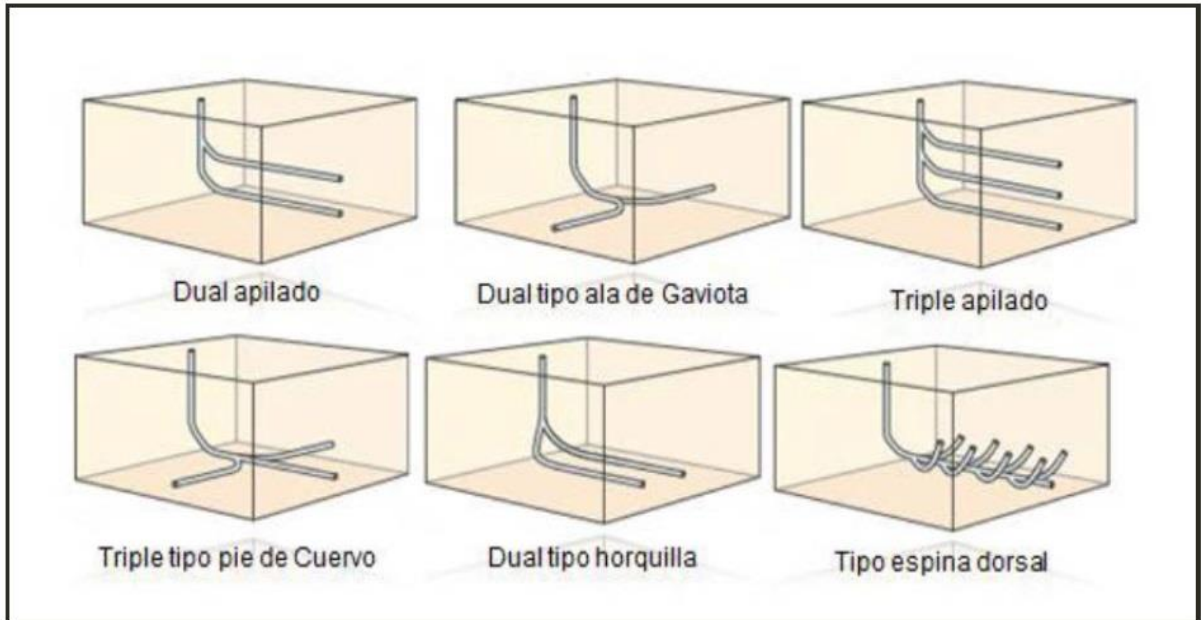


Figura 5.5. Posibles geometrías de pozos multilaterales (Tomada de López, 2012).

La perforación de los pozos multilaterales, es posible con los métodos rotatorios convencionales, pero se tiene la desventaja de que no se tiene un control total sobre la dirección y existe una reducción en la velocidad de penetración, mientras que el sistema rotativo direccional, es más estable y presenta menos riesgos de atrapamiento de la sarta de perforación debido a la rotación completa de la sarta, ofreciendo una mejor limpieza del pozo (Mckee, 2004).

Entre las ventajas de los pozos multilaterales tenemos las siguientes:

- Son rentables para la producción de horizontes múltiples.
- Son rentables en yacimientos donde hay un solo horizonte productor de gran espesor y con gran anisotropía vertical.

- En pozos marinos, costa-fuera donde el traslado de una plataforma es muy significativo en el costo total del pozo se puede reducir.
- Son rentables en yacimientos marginales donde es imperativo reducir los costos de producción y reparación de pozo.
- Este tipo de pozos reducen considerablemente el impacto ambiental (menos localizaciones, menos aparatos de bombeo, menor ruido, menor cantidad de líneas de transporte, menos caminos, etc.).
- Se reducen costos de horas de equipo, tuberías, instrumental, supervisión, mantenimiento, etc.
- Se permite el acceso a diversas capas del subsuelo que se encuentran a diferentes profundidades.

La tecnología de perforación de pozos multilaterales ofrece ventajas con respecto a otras técnicas, tales como los pozos verticales y horizontales convencionales (Cárdenas, 2008). También permite explotar diversas formaciones o más de un yacimiento y es el medio más económico para desarrollar campos que tienen estructuras geológicas aisladas, campos satélites remotos y yacimientos pequeños que contienen volúmenes de reserva limitados (Figura 5.6).

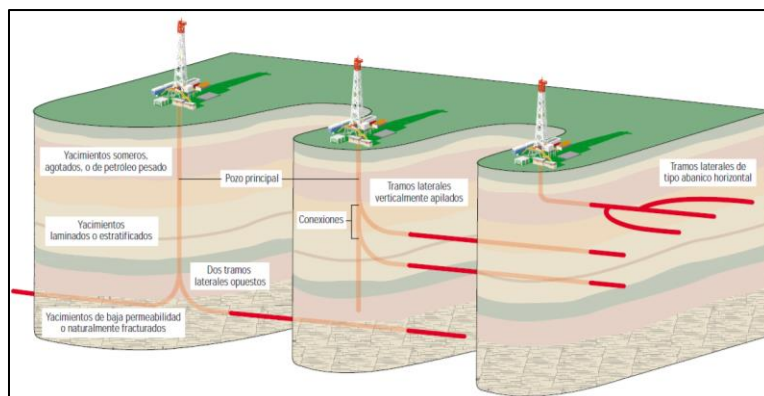


Figura 5.6. Las configuraciones de los pozos multilaterales varían desde un solo pozo de drenaje hasta ramificaciones múltiples (Tomado de Schlumberger, 2002).

Generalmente para definir el grado de complejidad del pozo multilateral al producir petróleo (Figura 5.7), se requieren 3 condiciones ideales para la aplicación de este tipo de tecnología y definir qué tan compleja podría ser su construcción, por lo que se debe tomar en cuenta lo siguiente:

- Conectividad del yacimiento principal con cada uno de los ramales.
- Posibilidad de reingresar a los ramales en forma selectiva.
- Sello hidráulico entre el pozo principal o madre y los ramales.

En la medida en que alguna de estas condiciones no sea indispensable, el proyecto decrece en complejidad y costo.

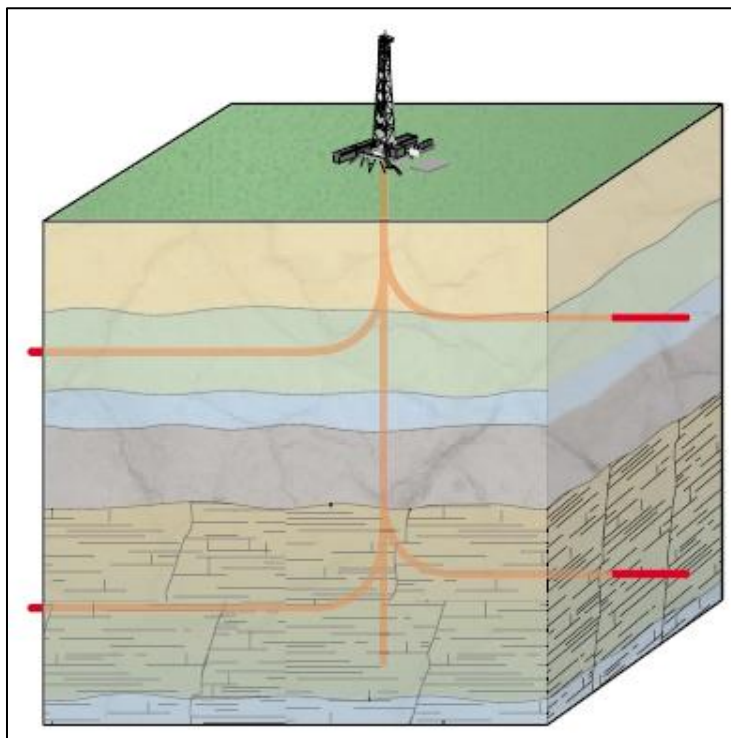


Figura 5.7. Representa la complejidad de un pozo multilateral (Tomada de Schlumberger, 2002).

La perforación multilateral aplicada a cuencas tipo rift plantea varias ventajas debido a la configuración de los yacimientos encontrados, ya que se pueden explotar varios yacimientos con capacidad individual limitada. Los pozos

convencionales solo abarcan una porción limitada del yacimiento, en cambio los pozos multilaterales maximizan la recuperación total y la producción. Los yacimientos encontrados en cuencas tipo rift son de capas delgadas lo cual los hace candidatos ideales para aplicar la tecnología de pozos multilaterales, ya que la utilización de una configuración de pozo multilateral permite drenar yacimientos estratigráficos con arenas productoras delgadas separadas por estratos impermeables como se ha realizado en el rift del Mar del Norte. Además un campo puede ser dividido en varios bloques independientes tanto en secuencias terrígenas como de carbonatos debido a las fallas originadas por procesos tectónicos. El pozo convencional abarca específicamente una zona pero los pozos multilaterales permiten perforar en el medio de un área fallada y al mismo tiempo perforar los laterales y extenderlos hasta las zonas falladas.

5.4.1.5. Perforación con tuberías flexibles

Con el objetivo de maximizar la rentabilidad, las operaciones de reentrada de perforación, estimulación de yacimientos y reterminación de pozos, a menudo esas operaciones deben ejecutarse sin equipos de perforación rotativos o equipos de reparación de pozos convencionales. La utilización de tubería flexible permite que se lleven a cabo operaciones de remediación de pozos presurizados o “activos” sin extraer los tubulares del pozo (González, 2011). La cooperación entre los operadores y los proveedores de esta tecnología continúa aportando herramientas y técnicas que mejoran la productividad tanto en campos nuevos como en campos maduros.

Muchas compañías operadoras se están cambiando a efectuar operaciones a través de la tubería de producción, u operaciones concéntricas, para resolver

problemas de producción complejos y satisfacer los exigentes desafíos que plantean las operaciones de intervención o reterminación de pozos. La pronunciada declinación de los volúmenes de producción y el reemplazo insuficiente de las reservas de petróleo y gas han obligado a los operadores a reexaminar las estrategias de desarrollo de campos y los esfuerzos de manejo de yacimientos (González, 2011).

Los responsables del manejo de los activos de las compañías necesitan cada vez más optimizar el desempeño tanto de los pozos nuevos como de los pozos existentes para satisfacer la demanda global de petróleo. Las sargas largas de tubería de acero de diámetro relativamente pequeño, o tubería flexible, pueden movilizarse rápidamente para perforar pozos nuevos o pozos de reentrada a través de los tubulares existentes. Esta tecnología también se utiliza para realizar operaciones de terminación iniciales, operaciones de intervención y reparación de pozos con fines de remediación, u operaciones de reterminación (Boumali, 2006).

En comparación con la perforación rotativa convencional, los equipos de reparación de pozos y las unidades para entubar pozos presurizados, la tubería flexible enrollada en un carrete para su transporte y el equipo de superficie necesario para su despliegue e inserción en el pozo, ofrecen numerosas ventajas. El incremento de la eficiencia es el resultado del despliegue y recuperación continuos de la tubería en pozos presurizados o “activos” sin necesidad de controlar o matar el pozo. Además, no es necesario extraer los tubulares de producción del pozo y ejecutar operaciones de fondo de pozo volviendo a bajar los tramos individuales de una sarga de servicio convencional con conexiones roscadas (Rojas, 2012).

La flexibilidad de poder trabajar con el pozo presurizado y la capacidad única de bombear fluidos en cualquier momento, implica grandes ventajas y amplia versatilidad operacional. En comparación con las operaciones con cable o línea de acero, la tubería flexible provee capacidades de carga relativamente grandes en pozos verticales más profundos y de alto ángulo y mayor capacidad de tracción, o sobretracción, en el fondo del pozo (Boumali, 2006).

Estas capacidades facilitan las operaciones de limpieza de pozos, las operaciones de limpieza por chorro o la extracción de fluidos de pozos con gases inertes o fluidos más livianos; también favorecen los tratamientos de estimulación ácida o de estimulación por fracturamiento hidráulico, los tratamientos de consolidación o de control de la producción de arena, las operaciones de cementación, pesca o fresado y las operaciones de perforación direccional, tanto como las de perforación de pozos en condiciones de bajo balance.

La instalación de líneas eléctricas, cables de transmisión de datos, o cables de alimentación en el interior de las sartas de tubería flexible permite la adquisición de registros de pozos en tiempo real, el monitoreo y control de fondo de pozo, la adquisición de mediciones durante la perforación y la operación de bombas eléctricas sumergibles (González, 2011).

Utilizando sistemas de fondo de pozo específicos para cada aplicación, las operaciones concéntricas con tubería flexible están ayudando a los operadores a incrementar la productividad de los pozos y los campos petroleros a lo largo de todo el ciclo de vida de los yacimientos productivos. Incluso en condiciones económicas adversas y en ambientes operativos subterráneos rigurosos, el empleo de tubería flexible facilita la ejecución de operaciones de intervención

eficaces desde el punto de vista de sus costos, lo que permite optimizar la producción de hidrocarburos, incrementar la recuperación de reservas de los yacimientos y mejorar sustancialmente la rentabilidad de los campos petroleros.

La tubería flexible constituye una alternativa viable para maximizar la rentabilidad en muchas aplicaciones demandantes que deben llevarse a cabo sin equipos de perforación rotativos o equipos de reparación de pozos. Los nuevos sistemas integrados y las innovadoras combinaciones de herramientas y técnicas han sido la clave del éxito obtenido recientemente con el empleo de tubería flexible en diversas aplicaciones especiales (Boumali, 2006).

5.4.1.6. Herramientas de medición y registro

El Measure While Drilling (MWD) es una herramienta electromagnética de alta tecnología, posicionada en la sarta de fondo, que realiza mediciones de agujero, cerca de la barrena y son transmitidas a la superficie sin interrumpir las operaciones normales de perforación, es decir, en tiempo real. Actualmente la herramienta MWD, está firmemente establecida como un elemento que forma parte integral de las operaciones de perforación direccional (Correa, 2009).

La tecnología MWD proporciona información sobre las condiciones en las que se perfora, estas incluyen:

- Temperatura en el pozo.
- Presión (poro, anular y formación).
- Pruebas de impacto.
- Pruebas de fluidos, presión y temperatura.
- Torque y peso en la barrena (WOB).

- Volumen del flujo del lodo.
- Geonavegación.
- Perforación direccional (profundidad, inclinación, dirección, azimut, toolface).

Esta información permite que el operador pueda perforar con mayor eficiencia y poder utilizar otros servicios en el pozo como motores de lodo, sistemas de rotación navegables y dispositivos de registros durante la perforación (LWD). Cabe mencionar que diversos autores incluyen dentro de los estudios MWD a los rayos gamma, resistividad, densidad-neutrón y caliper; esto es por que dichas mediciones son utilizadas para fines de correlación, direccionamiento y evaluación de formación para evitar rupturas o daños en el pozo o en las herramientas y seguir el intervalo de interés en pozos horizontales.

La herramienta MWD consiste en tres secciones básicas:

- 1) Fuente de energía. A base de baterías de litio o de turbinas.
- 2) Sección de sensores. Para definir la trayectoria del pozo. Comúnmente acelerómetros (para mediciones de inclinación y azimut), magnetómetros (para medición de la dirección de referencia en un pozo) con base al norte magnético, y otros sensores: presión, rayos gamma y la resistividad son colocados en secciones separadas de la herramienta.
- 3) Transmisores. De dos maneras: mediante ondas de presión a través de lodo o mediante señales electromagnéticas a través de la formación.

Las aplicaciones de la herramienta MWD son:

- Localizaciones inaccesibles.
- Pozos múltiples.

- Control de fallas.
- Domos salinos.
- Perforación multidireccional en mares profundos.
- Pozos horizontales y multilaterales.

Las ventajas de la herramienta MWD son las siguientes:

- Mejora el control y determinación de la posición de la barrena.
- Reduce el tiempo de registros.
- Reduce el riesgo de atascamiento por presión diferencial.
- Reduce el número de correcciones con motores de fondo en los pozos.

Por otro lado, la tecnología LWD (“Logging While Drilling”), proporciona información petrofísica en tiempo real mientras se perfora. Tienen la ventaja de medir las propiedades de formación antes de que exista el efecto de invasión (Bargach, 2000). Muchos pozos pueden ser difíciles o aún imposibles medir con instrumentos convencionales con cable, sobre todo en pozos desviados. En estas condiciones, LWD asegura que algunas mediciones en el pozo sean tomadas mientras que con los registros convencionales no es posible.

Los parámetros medidos por una herramienta LWD son:

- Rayos gamma
- Resistividad de formación
 - Inducción
 - Propagación electromagnética
 - Laterolog (RAB, Botón y lateral)
- Propiedades acústicas
 - Sónico

- Caliper ultrasónico
- Sísmica
 - Drill-Bit Seismic (VSP-inverso)
 - Seismic MWD (SWD)
- Mediciones nucleares
 - Densidad/Porosidad
 - Neutrón/Porosidad
- Imágenes durante la perforación
- Resonancia Magnética

5.4.2. Fases de la perforación de pozos de desarrollo

Una vez que se ha aprobado la localización en la que se perforara un pozo de desarrollo, se construye el camino de acceso, se transportan los materiales, el equipo y comienza la perforación del mismo. Estas actividades se desarrollan en forma continua y, por lo tanto, se debe trabajar en el pozo desde la iniciación hasta su terminación, siguiendo un programa de perforación previamente aprobado (Ramos, 2001).

En este programa de perforación se toman en cuenta los siguientes puntos principales.

- Información de la etapa exploratoria, del pozo descubridor o de otros pozos ya perforados en el campo.
- Profundidad programada del pozo.
- Profundidad de asentamiento de las tuberías de revestimiento.
- Programa de lodos de perforación.

- Programa de barrenas.
- Toma de núcleos, en caso de ameritarlo. Por lo general, en este tipo de pozos se programa el núcleo en formaciones con presencia de hidrocarburos, que ya están identificadas antes de iniciar la perforación, o, en algunos casos, en nuevos intervalos para conocer su capacidad de almacenamiento y de producción.
- Toma de registros geofísicos. Antes de cementar las tuberías de ademe, se recomienda tomar registros geofísicos dentro de los pozos, que proporcionen información sobre el espesor de formaciones productoras y las posibilidades de producción de las mismas, así como datos para seleccionar las profundidades convenientes para cementar las tuberías. La aplicación de registros permite tomar la decisión de recuperar núcleos para su análisis y comprobar la información obtenida por los primeros.

Una vez cementada y probada la última tubería de ademe, se procede a poner el pozo en producción, para lo cual se realiza la terminación, que a grandes rasgos consiste en las siguientes operaciones:

- Se substituye el lodo de perforación del pozo por agua.
- Se introduce la tubería de producción.
- Se instala el árbol de válvulas.
- Se introducen cargas explosivas, conocidas como pistolas, y se hacen detonar frente a la formación que contiene los hidrocarburos, generando el llamado intervalo productor.
- Se abre el pozo para que produzca por sí mismo.

En caso de que esto no ocurra, se realiza una operación que facilite el flujo de los fluidos del yacimiento al pozo. Una vez que el pozo inicia su producción, se conecta la tubería de descarga con el fin de que conduzca a los hidrocarburos hacia los equipos correspondientes para su manejo, tratamiento y distribución (Zavala, 2001).

Al aplicar lo descrito en este segmento se tendrán mejores estrategias de explotación en los yacimientos de cuencas tipo rift debido a un mayor conocimiento del campo a producir y tomando en cuenta que una selección correcta del método de perforación a emplear conlleva a una mejora de la productividad del pozo; las mejoras en la perforación se deben centrar en la optimización de la productividad en las zonas con mayor potencial. Adecuadamente explotadas, las reservas de los yacimientos en cuencas tipo rift constituyen un paso importante en lo que respecta a superar la actual declinación en la producción de hidrocarburos. Es necesario el desarrollo eficaz de otros campos petroleros y el descubrimiento de nuevas acumulaciones para revertir la declinación y reemplazar las reservas.

5.5. Ejemplo de Desarrollo del Campo San Andrés

La perforación es la actividad más costosa de todas las que se realizan en el Campo San Andrés, por lo tanto, ha sido necesario el empleo de nuevas herramientas que nos permiten conocer en tiempo real los parámetros principales de perforación y de las formaciones atravesadas; asimismo la incorporación de tecnología de perforación direccional de largo alcance y equipos de mayor

capacidad para lograrlo. A continuación se muestra en la Tabla 5.2 los datos de diseño para la perforación de un pozo en el Campo San Andrés.

Parámetros de perforación	Densidades de lodos
Profundidad: 3,000 a 3,500 metros desarrollados Inclinaciones: 0° a 45°	Primera etapa: 1.05-1.40 gr/cm ³ ; base agua Segunda etapa: 1.20-1.60 gr/cm ³ ; base aceite Tercera etapa: 1.10-1.40 gr/cm ³ ; base aceite
Objetivo: Jurásico San Andrés (Sin-rift)	Cuarta etapa: 1.02-1.06 gr/cm ³ ; base agua

Tabla 5.2. Datos de diseño de perforación de pozo tipo en el Campo San Andrés con objetivo en el Jurásico (tomado de PEMEX, 2012).

5.5.1. Problemas durante la perforación

Pegaduras diferenciales, presencia de acuíferos de agua salada, pérdidas totales de circulación, gas somero, lutitas reactivas del Cenozoico y control direccional.

5.5.2. Prácticas de perforación

La mayoría de los arreglos de las tuberías de revestimiento (TR) en esta área corresponden al diseño de tres etapas, una TR conductora de 13 3/8", que tiene como objetivo instalar conexiones superficiales y se cementa alrededor de 25 y 100 m. La TR intermedia de 9 5/8" se cementa a profundidades promedio de 200 a 600 m, los asentamientos de dicha etapa se proponen de los pozos de correlación, y se recomienda no atravesar la Formación Guayabal al utilizar fluido base agua. Finalmente, perforar la tercera etapa y cementar la TR 6 5/8" ó 7" a la profundidad total. Generalmente utilizan conexiones API en las tuberías cementadas. En caso de ser necesario, dependiendo del caso, se utiliza agujero

descubierto de 6 1/8" en la zona productora o ésta se llega a revestir con liner de 4 1/2" conexión premium.

Las primeras etapas son de presión normal y se perforan con lodo base agua y con densidades de control del orden de 1.05 a 1.40 gr/cm³; en el caso de densidades anormales, es debido al control de estabilidad de la lutita y no porque el gradiente de presión lo demande. La etapa de explotación se perfora con fluido base agua (salmuera sódica) capaz de incrementar su viscosidad por cualquier contingencia, además de ser amigable con la formación productora y se ajusta la densidad de control de 1.02 hasta 1.06 gr/cm³.

El árbol de válvulas 13 3/8" x 9 5/8" x 7" x 2 7/16" 5,000 lb/pg²; no se observa gran problemática operativa durante la perforación del pozo.

El control direccional de los pozos requiere bajas severidades evitando las tortuosidades tan prolongadas (2.0 a 4.5) y ángulos no mayores a 45° (la limpieza del pozo deberá ser programada para evitar el asentamiento de los recortes). La mayoría de los pozos en esta zona son verticales (Figura 5.8) y recientemente se han perforado pozos direccionales.

Actualmente Pemex está implementando en el campo San Andrés el desarrollo con procesos primarios más recuperación por inyección de agua, pozos verticales, direccionales convencionales y horizontales, así como terminaciones sencillas (una formación y un solo empacador), así como la optimización de instalaciones existentes.

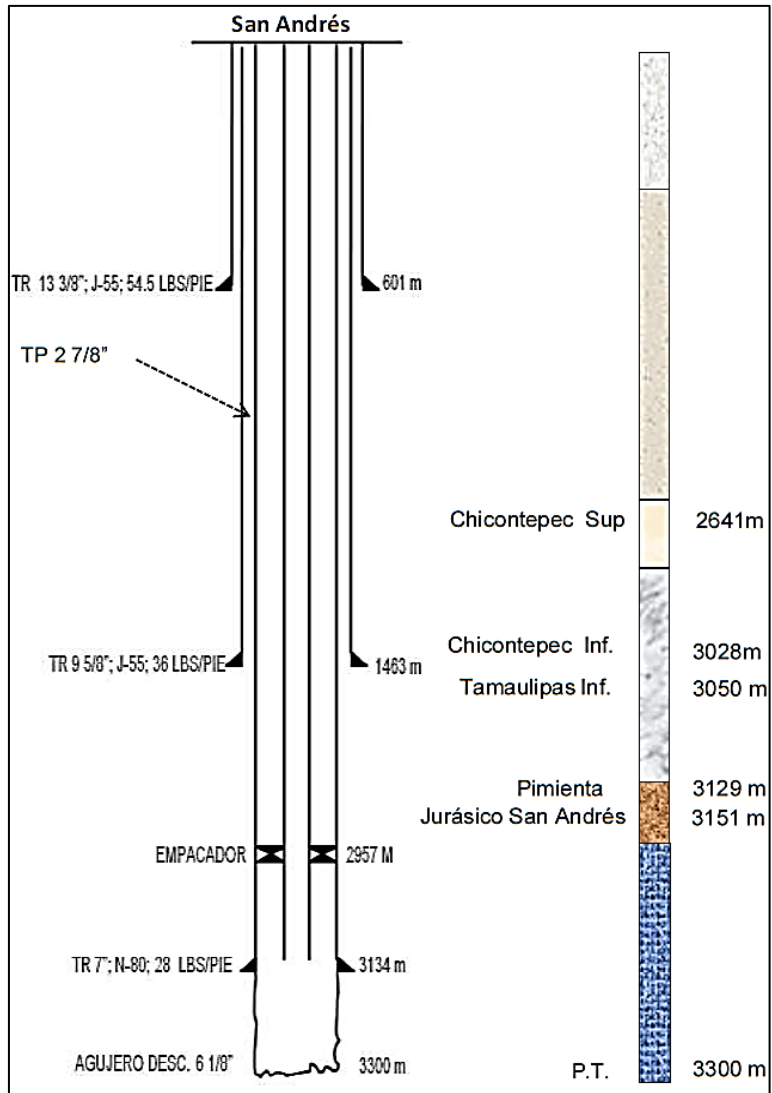


Figura 5.8. Ejemplo de estado mecánico en el Campo San Andrés con objetivo en el Jurásico San Andrés (Tomado de PEMEX, 2012).

Este inciso tiene como objetivo únicamente comentar las prácticas de perforación a la fecha utilizadas en el desarrollo del campo San Andrés, por lo cual se presenta solo como una referencia de las tecnologías aplicadas en la perforación de pozos, la cual incluye la perforación direccional y horizontal, no se trata de una metodología, pero se integra la información principal necesaria para la perforación de los pozos, la cual se utiliza como parámetro dentro de todo el campo.

CONCLUSIONES

1. Un rift es una depresión tectónica alargada, donde la litósfera ha sido modificada y atenuada por extensión. La formación de un rift supone el desarrollo de procesos de extensión de la litósfera, que llevan asociados un ascenso de la astenósfera y un aumento del flujo térmico.
2. La evolución temporal del proceso de rifting se divide en tres etapas; pre-rift, sin-rift y post-rift.
3. Las cuencas sedimentarias sin-rift son aquellas cuencas que se formaron durante el proceso de rifting, en la que los sedimentos fueron depositados mientras la tectónica estaba activa.
4. Durante la etapa sin-rift la evolución de los procesos extensivos conduce a un fracturamiento muy desarrollado de la corteza, mediante fallas normales lístricas que inicialmente suelen afectar a uno de los bloques de la corteza, con desarrollo de un semigraben, pero que posteriormente, afectan a los bloques próximos, configurando una depresión central con desarrollo en graben.
5. Los yacimientos petroleros potenciales son abundantes en la mayoría de las sucesiones sin-rift y post-rift, por lo que incluyen una amplia variedad de secuencias terrígenas y con menor frecuencia carbonatos. Las rocas generadoras son menos frecuentes y se limitan a horizontes estratigráficos específicos; su presencia o ausencia es uno de los factores limitantes en la distribución de yacimientos de hidrocarburos.
6. La presencia y distribución de hidrocarburos en las cuencas asociadas a rift es en gran medida un producto de la sucesión estratigráfica en las fases sin-rift y post-rift dentro de la evolución de la cuenca. La mayor parte de las reservas petroleras conocidas recuperables se producen en las fases sin-rift y post-rift, ya que es dónde predomina el relleno marino.

7. A nivel mundial poco más de la mitad de las reservas de petróleo se encuentran asociadas con los rifts, los cuales contienen secuencias marinas sin-rift y post.
8. En las cuencas sedimentarias formadas por mecanismos de rift, el registro sedimentario muestra un aumento de la tasa de subsidencia durante la etapa sin-rift, por lo que se forman rocas generadoras, almacenadoras y sello.
9. En la etapa sin-rift, la extensión de la corteza debida a procesos mecánicos de extensión da lugar a una subsidencia controlada por fallas normales, mientras que la extensión de la litósfera produce un levantamiento térmico. La extensión que se produce en el interior de la placa cortical provocan una serie de fracturas lineales que producen elongación y adelgazan la corteza, lo que provoca el ascenso pasivo de la astenósfera hacia el espacio generado.
10. En las cuencas sin-rift, los semigrabens se caracterizan por geometrías de fallas normales complejas que implican estructuras locales positivas, negativas y plegadas.
11. La morfología, claramente, asimétrica de los semigrabens que caracterizan a la mayoría de las cuencas asociadas a rift pueden ejercer una fuerte influencia sobre el drenaje, la distribución de los ambientes sedimentarios y en última instancia, de la arquitectura estratigráfica.
12. Las cuencas extensionales están presentes en las diferentes etapas de la evolución geológica de la Tierra y se desarrollan en diferentes ambientes geodinámicos, desde márgenes divergentes a convergentes y aún en sitios de intraplaca. Cuando están preservadas contienen importantes reservas probadas y potenciales de yacimientos de hidrocarburos.
13. En conjunto las variables estructurales, sedimentarias y magmáticas se relacionan de manera compleja, sobre todo en los estadios iniciales de rifting, donde se registran diferentes procesos episódicos extensionales y volcánicos, inicialmente de ambientes continentales que evolucionan a ambientes transicionales y marinos.

14. En México, la Cuenca de Sabinas es un rift abortado asociado a la apertura del Golfo de México, que se localiza en la porción noreste del país que se situó en régimen tectónico de extensión durante la apertura del Golfo de México en el Jurásico Inferior; posteriormente pasó a una etapa de subsidencia tectónica hasta el Tithoniano, subsidencia térmica hasta el Cretácico Superior y finalmente pasó a un régimen compresivo con la Orogenia Laramide en Cretácico Superior-Eoceno tardío.
15. En la provincia Tampico-Misantla las trampas petroleras están relacionadas con una componente estratigráfica importante, ocurrieron levantamientos que originaron fallas de tipo normal con su correspondiente fracturamiento asociado. Los grabens propiciaron la sedimentación clástica en las depresiones.
16. La etapa sin-rift de la provincia Tampico-Misantla inicia en el Triásico, con el depósito sobre el basamento de clásticos continentales de ambientes aluviales y fluviales con algunos flujos de lava; se depositaron potentes espesores de Lechos Rojos de origen continental, constituido por areniscas, limolitas y conglomerados con clastos de rocas extrusivas basálticas y riolíticas. En el Jurásico Medio se generaron movimientos relativos de los bloques de Basamento existentes, que provocaron la retirada de los mares, se restablecieron condiciones continentales y se depositaron clásticos efectuándose a la vez manifestaciones de actividad ígnea.
17. La Sonda de Campeche, evolucionó a partir de la apertura del rift en el Golfo de México en el Triásico y Jurásico Medio; después cambio a un área de sedimentación de plataforma interna a externa, talud y cuenca en el Jurásico Superior al Cretácico. La sedimentación comenzó con una secuencia clástica de carácter continental, tipo “lechos rojos”, que fue depositada durante las etapas iniciales de la apertura del rift.
18. La roca generadora de mayor importancia en la Sonda de Campeche corresponde con las calizas arcillosas del Tithoniano, las rocas almacenadoras son las areniscas y calizas oolíticas del Kimmeridgiano-Tithoniano, aunque los de mayor importancia son los que se acumularon

posteriormente y que corresponden con calizas y brechas carbonatadas del Cretácico.

19. La Cuenca Neuquina es una cuenca tipo rift de forma triangular, que cubre una superficie de 160,000 km². Está localizada al este de la Cadena Andina Argentina, entre los 32° y 40° de latitud S. Limita al Noreste con el macizo de la Sierra Pintada y al Sureste con el macizo Nordpatagónico.
20. Durante el Triásico Superior y el Jurásico Inferior, los procesos extensionales de intraplaca generaron un conjunto de rifts alargados que dieron origen a la Cuenca Neuquina; una cuenca sin-rift productora de hidrocarburos, se trata de depocentros con geometría de semigraben rellenos por cientos de metros de espesor de sedimentos continentales, transicionales y marinos.
21. La Cuenca de Campos es una cuenca tipo rift localizada en el Sureste de Brasil, en el litoral Norte del Estado de Rio de Janeiro y al Sur del Estado de Espírito Santo; limita al Norte por el Arco de Vitoria y al Sur por el Arco de Cabo Frío, con un área aproximada de 100,000 km²
22. El origen de la Cuenca de Campos tiene su evolución estratigráfica y estructural controladas por los eventos de la tectónica de placas, asociado a un rift y posteriormente al movimiento de las placas Sudamericana y Africana, traducido en tres etapas principales: pre-rift, sin-rift y post-rift. Tales eventos han ocasionado el relleno de la cuenca sedimentaria, con secuencias generadoras, almacenadoras y sello.
23. Algunos de los principales retos tecnológicos en el desarrollo de campos en cuencas sin-rift son: La producción rentable de yacimientos en donde las trampas son principalmente cuerpos lenticulares de areniscas y algunos carbonatos de alta energía. También es importante considerar que tanto la porosidad como la permeabilidad se deterioran rápidamente con el sepultamiento como consecuencia de los procesos diagenéticos y el aumento en la compactación.
24. Considerando las características geológicas de los yacimientos en cuencas rift es conveniente desarrollar pozos no convencionales, ya que estos

permiten mejorar la explotación, teniendo como objetivo maximizar la recuperación de petróleo, mediante su longitud y área de contacto con el yacimiento. El desarrollo de sus trayectorias permite mejorar la explotación primaria, secundaria o mejorada del yacimiento.

25. La perforación de pozos direccionales son de utilidad en las cuencas tipo rift debido a que este tipo de perforación, obtiene una mayor área de contacto con la zona de interés que en este caso son yacimientos lenticulares de poco espesor, para así lograr una mayor productividad del pozo; además reduce los problemas de producción de arena, dado que en las cuencas tipo rift las areniscas son las principales rocas almacenadoras. El uso de la perforación direccional aumenta la recuperación de hidrocarburos evitando el arenamiento de los pozos, ya que se tienen menores caídas de presión.
26. Las reservas de los yacimientos en cuencas tipo rift constituyen un volumen importante, que al desarrollarlas adecuadamente contribuyen a disminuir la declinación en la producción de hidrocarburos.

Bibliografía

1. Allen, P. A., Allen J.R., 1990, Basin Analysis: Principles and Applications, Chapters 1-5.
2. Allen, P., Allen, J., 2005, Basin Analysis: Principles and Applications.
3. Alsharhan, A., 2003, Petroleum geology and potential hydrocarbon plays in the Gulf of Suez rift basin, Egypt, p. 145-177.
4. Aranda, M., Eguiluz, S., Peterson, R., Chávez, G., 2011, Estratigrafía Jurásico Cretácica y Estructura Regional del Arco de Monterrey de la Sierra Madre Oriental y la Cuenca de La Popa en el Golfo de Sabinas, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 56, p. 2-60.
5. Barba, F., 2012, La dinámica y el interior terrestre: Los procesos globales, p. 1-84.
6. Barredo, S., Stinco, L., 2010, Geodinámica de las cuencas sedimentaria: su importancia en la localización de sistemas petroleros en la Argentina, Revista Petrotecnia, p. 48-64.
7. Beasley, C., Fiduk, J., Bize, E., Noyd, A., Frydman, M., Zerilli, A., Dribus, J., Moreira, J., Capeleiro, A., 2012, El play presalino de Brasil, Traducción del artículo publicado en Oilfield Review, vol. 22, 3, p. 28-39.
8. Bilmes, A., D'Elia, L., Franzece, J., Veiga, G., Hernández, M., 2012, Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: The Gastre Basin, Argentina, Centro de Investigaciones Geológicas de la Universidad Nacional de la Plata, p. 1-25.
9. Bryant, I., Herbst, N., Dailly, P., Dribus, J., Fainstein, R., Harvey, N., McCoss, A., Montaron, B., Quirk, D., Tapponnier, P., 2012, De cuenca a cuenca: La tectónica de placas en exploración, Oilfield Review, p. 38-58.

10. Burke, K., 1985, Rift Basins: Origin, History, and Distribution, Lunar and Planetary Institute, p. 33-37.
11. Busby C., Azor, A., 2012, Introduction: tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature, Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances, p. 3-30.
12. Busby C., Ingersoll, R., 1995, Tectonics of Sedimentary Basins, p. 1-51.
13. Caballero, C., 2013, Cuencas sedimentarias y marco tectónico, p. 1-29.
14. Cantú, A., 2010, Importancia petrolera de Rocas del Jurásico (Tinoniano Inferior-Kimmerdgiario) en el Este de México, Revista PetroQuimex, Instituto Politécnico Nacional, p. 9-17.
15. Celâl Şengör, A., Natal'in, B., 2001, Rifts of the world, Sociedad Geológica de América, p. 389-401.
16. Chandomí, R., 2007, Tesis: Modelo sedimentario del Plio-Pleistoceno en la parte marina de la Cuenca de Macuspana, Sur del Golfo de México, Universidad Nacional Autónoma de México.
17. Comisión Nacional de Hidrocarburos, 2012, Análisis de la información de las reservas de hidrocarburos de México.
18. Condie, K., 1997, Plate Tectonics and Crustal Evolution, Instituto de Minería y Tecnología de Nuevo México.
19. Corona, M., 2010, Tesis: Estratigrafía de secuencias de la Cuenca Cenozoica de Veracruz, Universidad Nacional Autónoma de México.
20. Cortia, G., Boninib, M., Conticellic, S., Innocentia, F., Manettid, P., Sokoutise, D., 2003, Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma, Earth-Science Reviews, vol. 63, p. 169–247.

21. Cox, A., 1969, Geomagnetic reversals, *Revista Science*, vol. 163, p. 235-247.
22. Cox, A., Hart, R., 1986, *Plate Tectonics: How It Works*, p. 1-20.
23. Crews, S., 1994, Tectonic control of synrift sedimentation patterns, reserve graben, Southwestern New Mexico, *Sociedad Geológica de Nuevo México*, p. 125-133.
24. Cuevas, J., 1984, Análisis de subsidencia e historia térmica en la Cuenca de Sabinas, Noreste de México, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 26, p. 56-94.
25. D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J., López L., 2012, Tectonostratigraphic analysis of the Late Triassic-Early Jurassic syn-rift sequence of the Neuquén Basin in the Sañicó depocentre, Neuquén Province, Argentina, *Andean Geology (formerly Revista Geológica de Chile)*, vol. 39, p.133-157.
26. D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J., López, A., 2012, Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico Tardío-Jurásico Temprano del margen Andino, *Revista Geológica de Chile*, p. 106-132.
27. Di Castro, A., 2014, Tesis: Características e importancia económico-petrolera de las cuencas sedimentarias pull-apart, con ejemplos representativos, *Universidad Nacional Autónoma de México*, p. 37-54.
28. Domínguez, I., 2012, Tesis: Estudios de estratigrafía de secuencias y paleosedimentario del Neógeno al Reciente en la Provincia de Pliegues Catemaco, Sur del Golfo de México, *Universidad Nacional Autónoma de México*.
29. Einsele, G., 1992, *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*, *Universidad de Tübingen*.

30. Energía Argentina S.A., 2008, Geología de la Cuenca del Colorado, Concurso público nacional e internacional para la exploración y explotación de áreas costa afuera, p. 1-13.
31. Escalera, J., 2010, Estrategia, logros y desafíos de la exploración petrolera en México, Academia de Ingeniería, p. 1-65.
32. Fraija, J., Ohmer, H., Pulick, T., Jardon, M., Kaja, M., Paez, R., Sotomayor, G., Umudjoro, K., 2002, Nuevos aspectos de la construcción de pozos multilaterales, Oilfield Review, p. 56-75.
33. Galindo, F., 2010, Tesis: Evaluación petrolera y métodos de explotación en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 17-119.
34. Galindo, F., 2010, Tesis: Evaluación petrolera y métodos de explotación en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, Universidad Nacional Autónoma de México.
35. Galván, M., 1999, Tesis: Zonificación de unidades de flujo del Yacimiento San Andrés del Jurásico Kimmeridgiano, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 1-15.
36. García, A., 2010, Tesis: Estudio de núcleos de roca del activo integral Cantarell de la Sonda de Campeche, Universidad Nacional Autónoma de México.
37. Garcia, N., Mendoza, J., Roca L., Mengual, J., Sosa, A., 2004, Construcción de pozos y desarrollo de campos petroleros en México, Oilfield Review, vol. 15, p. 48-55.
38. Gurnis, M., Eloy, C., Zhong, S., 1996, Free surface formulation of mantle convection, Revista Geofísica, p. 719-729.

39. Gutiérrez, G., 2010, Tesis: Play subsalino (Pre-Jurásico) una alternativa en la exploración petrolera de la Sonda de Campeche, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 134-153.
40. Guzmán, I., 2012, Tesis: Evaluación petrolera y método de explotación de la región Tampico-Misantla, Universidad Nacional Autónoma de México.
41. Hantschel, T., Kauerauf, A., 2009, Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling.
42. Heine, C., Zoethout, J., Müller, R.D., 2013, Kinematics of the South Atlantic rift, p. 1-46.
43. Hernández, A., 2008, Tesis: Origen, evolución e importancia económica petrolera de la Sonda de Campeche, Universidad Nacional Autónoma de México.
44. Huisman, R., Podladchikov, Y., Cloething, S., 2001, Dynamic modeling of the transition from passive to active rifting, application to the Pannonian basin, Revista Tectonics, vol. 20, p. 1021-1039.
45. Jiménez, A., 2012, Utilización de soluciones tecnológicas para la caracterización y seguimiento de yacimientos, Universidad Nacional Autónoma de México.
46. Karato, Shun-ichiro, 2003, The Dynamic Structure of the Deep Earth, Universidad de Princeton, p. 1-43.
47. Kearey, P., Klepeis, K., Vine, F., 2009, Global tectonics.
48. Loza, R., 2014, Tesis: Características e importancia económico petrolera de las cuencas sedimentarias foreland, con ejemplos representativos, Universidad Nacional Autónoma de México.

49. Mancini, E., Badali, M., Puckett, M., Llinas, J., Parcell, W., 2001, Mesozoic Carbonate Petroleum Systems in the Northeastern Gulf of Mexico Area, p. 423-452.
50. Mann, P., Gahagan, L., Gordon, M., 2003, Tectonic setting of the world's giant oil and gas fields, p. 15-105.
51. Martínez, J., 2002, Geología estructural y dinámica global, Universidad de Salamanca.
52. Miall, A., 1999, Principles of Sedimentary Basin Analysis, Universidad de Toronto.
53. Molina, R., Lawton, T., 2013, Paleogeografía Jurásica, transiciones climáticas y el origen del petróleo en la región Circum-Golfo de México, V Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, Geociencias'2013.
54. Müller, F., Egenhoff, S., 2003, Tectono sedimentary models of rift basins: the Gulf of Suez and the Northern Red Sea, p. 1-9.
55. Nava, L., Alegría, M., 2001, Tesis: Los sistemas petroleros de la región de Tampico-Misantla, Universidad Nacional Autónoma de México.
56. Nieto, J., 2010, Tesis: Análisis estratigráfico de la secuencia sedimentaria del Grupo Chincontepec, Universidad Nacional Autónoma de México.
57. Ocampo, Y., 2011, Tesis: Implicaciones tectono-sedimentarias de las intercalaciones clásticas en el límite Jurásico-Cretácico del Noreste de México (Fosa de Monterrey y Cuenca de Sabinas), Universidad Nacional Autónoma de México.
58. Ochoa, H., Buitrón, B., Silva, A., 1998, Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México, Revista mexicana de ciencias geológicas, vol. 15, p. 57-63.

59. Olsen, K.H., Morgan, P., 1995. Introduction: progress in understanding continental rifts, *Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics, Developments in Geotectonics*, vol. 25, p. 3-26.
60. Oreskes, N., 2003, *Plate Tectonics: An Insider's History of the Modern Theory of the Earth*.
61. Ortiz, C., 2010, Tesis: *Secuencias estratigráficas en la Sonda de Campeche*, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 95-172.
62. Padilla y Sánchez, J., 2007, *Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México*, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LIX, p. 19-42.
63. Parsons, B., Sclater, J., 1977, *An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age*, *Journal of geophysical research*, vol. 82.
64. Pemex Exploración y Producción, 2004, *Las reservas de hidrocarburos de México*.
65. Pemex Exploración y Producción, 2006, *Las reservas de hidrocarburos de México*.
66. Pemex Exploración y Producción, 2007, *Las reservas de hidrocarburos de México*.
67. Pemex Exploración y Producción, 2008, *Las reservas de hidrocarburos de México*.
68. Pemex Exploración y Producción, 2013, *Las reservas de hidrocarburos de México*.
69. Pemex: Exploración y Producción, 2013, *Provincia Petrolera Sabinas-Burro-Picachos*, p. 1-31.
70. Pemex: Exploración y Producción, 2013, *Provincia Petrolera Sureste (Salina del Istmo, Reforma-Akal y Macuspana)*, p. 1-57.

71. Pemex: Exploración y Producción, 2013, Provincia Petrolera Tampico-Misantla, p. 1-48.
72. Pemex: Exploración y Producción, 2013, Provincia Petrolera Veracruz, p. 1-38.
73. Pérez, H., 2014, Tesis: Evaluación del potencial del Pozo A-1 del play no convencional Jurásico Superior (Formación Pimienta) en la Cuenca de Burgos, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 90-135.
74. Pindell, J., Kennan, L., 2007, Rifts model and the salt-cored marginal wedge in the northern Gulf of Mexico: implications for deep water Paleogene Wilcox deposition and basin-wide maturation, p. 1-30.
75. Poolack H., Chapman, D., 1977, On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness, *Revista Tectonofísica*, p. 279-296.
76. Portillo, R., 2012, Tesis: Estructura y cinemática de la apertura del Golfo de California por medio de experimentos físicos de extensión cortical y litosférica, Universidad Nacional Autónoma de México.
77. Purser B., Bosence, D., 1998, Sedimentation and Tectonics in Rift Basin: Red Sea and Gulf of Aden.
78. Ramos, N., Zavala, J., 2001, Tesis: Desarrollo de campos petroleros, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 1-136.
79. Ray, D., Mayor, S., 2006, Syn-Rift Sequences Through Transfer Zones—Thrust Area for Future Exploration in Cambay Basin, Western India, p. 957-962.
80. Reston, T., 2009, The extension discrepancy and syn-rift subsidence deficit at rifted margins, *Revista Geociencia Petróleo*, vol.15, p. 217-237.

81. Rojas, I., Rojas, C., 2012, Tesis: Yacimientos Petroleros en Turbiditas con Ejemplos Representativos, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 134-153.
82. Rosendahl, B., 1987, Architecture of Continental Rifts with Special Reference to East Africa, Revista Earth Planet, vol. 15, p. 445-503.
83. Rueda, J., 1998, El origen del Golfo de México y de sus subcuencas petroleras mexicanas con base en la palinología de lechos rojos, Revista mexicana de ciencias geológicas, vol. 15, p. 78-86.
84. Sabbagh, R., 2013, Tesis: Caracterización sísmo-estratigráfica de los niveles carbonáticos del Campo Namorado – Cuenca de Campos, Universidad Simón Bolívar.
85. Stern, R., Dickinson, W., 2010, The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin, Revista Geosphere, vol. 6, p. 739-754.
86. Tarbuck, E., Lutgens, F., 2005, Ciencias de la Tierra: Una introducción a la geología física.
87. Turic, M., 2009, La exploración en el margen continental y sus perspectivas, Revista Petrotecnia, p. 10-16.
88. Vachard, D., Yussim, S., Flores de Dios, L., Arellano, J., 1998, Aspectos estratigráficos, estructurales y paleogeográficos del Pérmico Inferior al Jurásico Inferior en Pemuxco, estado de Hidalgo, México, Revista mexicana de ciencias geológicas, vol. 15, p. 9-13.
89. Van Hulten, F.F.N., 2008, Rifting systems and its significance for hydrocarbon exploration in the Netherlands, p. 1-13.
90. Varilla, S., 2008, Tesis: Evaluación petrolera y métodos de explotación en la Cuenca de Veracruz, Universidad Nacional Autónoma de México.

91. Varughese C., Das N., Arya O., Kumar A., Singh A., 2013, Exploration Potential of Syn-rift Olpad Play in the western rising flank of Warosan low, Mehsana Tectonic Block, North Cambay Basin, p. 1-6.
92. Vasudevan, K., Ramana, L., Nagasudha, V., Borthakur, A., Das, S., 2008 Petroleum System and Play Types of Synrift Sequences, Ramand Subbasin, Cauvery Basin, p. 1-5.
93. Vine, F., Matthews, D., 1963, Magnetic anomalies over oceanic ridges, Revista Nature, vol. 199, p. 947-949.
94. Watts, A., 2007, Crust and Lithosphere Dynamics, Treatise on Geophysics, vol. 5, p. 1-48.
95. Watts, A., 2012, Models for the evolution of passive margins, Department of Earth Sciences, University of Oxford, p. 33-52.
96. Wilson, J., 1965, Transform Faults, Oceanic Ridges, and Magnetic Anomalies Southwest of Vancouver Island, Revista Science, vol. 150, p.482-485.
97. Withjack, M., Schlische, R., Olsen, P., 2003, Rift-basin structure and its influence on sedimentary systems, p.57-78.
98. Ziegler, P., Dynamic processes controlling development of rifted basins, Geological Palaeontological Institute, University of Basel, p. 1-52.